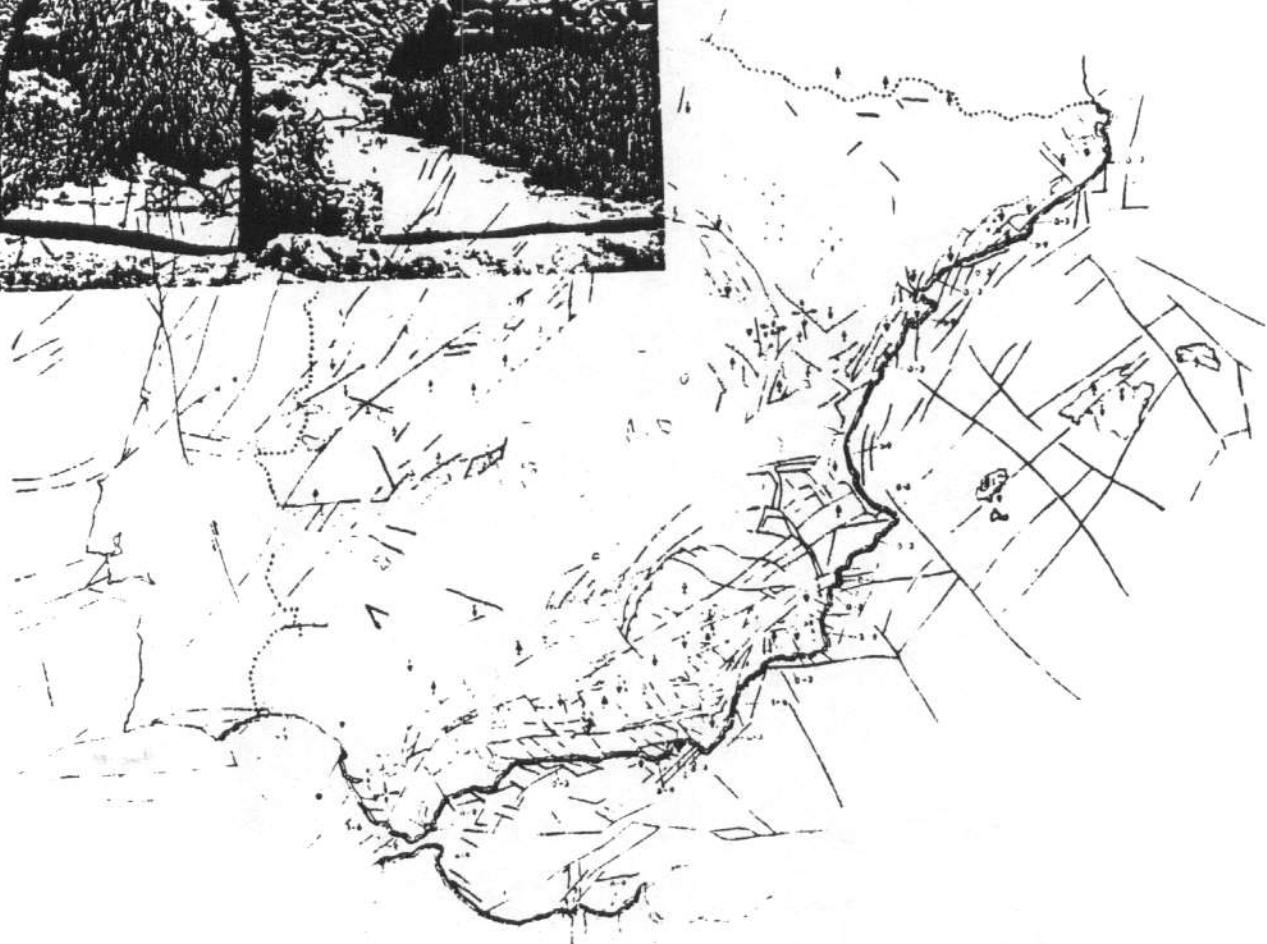




Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

enresa

Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A.



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

MEMORIA

(Vol. I)

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 Román (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).

INDICE

1.- INTRODUCCION.....	3
2.- MARCO GEODINAMICO.....	5
2.1.- LA PENINSULA IBERICA Y AREAS COLINDANTES.....	5
2.1.1.- Situación prealpina o ciclo hercínico.....	5
2.1.2.- El ciclo alpino o evolución alpina.....	5
3.- MAPA NEOTECTONICO.....	27
3.1.- INTRODUCCION.....	27
3.2.- LA EPOCA NEOTECTONICA: ANALISIS Y SIGNIFICADO DEL TERMINO	27
3.3.- METODOLOGIA Y TECNICAS UTILIZADAS.....	31
3.3.1.- Introducción.....	31
3.3.2.- Recopilación y análisis de los datos bibliográficos y de otros trabajos no publicados.....	31
3.3.3.- Selección de la escala intermedia de trabajo: técnicas a utilizar y regionalización.....	34
3.3.4.- Documentos cartográficos y su contenido a escala 1:200.000.....	38
3.3.4.1.- Mapa 1. De infraestructura geológica y geo-estructural.....	39
3.3.4.2.- Mapa 2. Geomorfológico y/o del Cuaternario	45
3.3.4.3.- Mapa 3. Otros datos en relación con la Neotectónica.....	52
3.3.4.4.- Mapa 4. De Lineamientos.....	55
3.3.4.6.- Análisis de la congruencia: Mapa de Síntesis 1:200.000.....	57
3.3.5.- Documento final a escala 1:1.000.000. Leyenda...	57
3.3.5.1.- La leyenda.....	57
3.4.- CARACTERISTICAS NEOTECTONICAS REGIONALES.....	60
3.4.1.- Macizo Hespérico y cuencas asociadas.....	60
3.4.1.1.- Noroeste Peninsular.....	62
3.4.1.2.- Meseta Norte.....	79
3.4.1.3.- Sistema Central.....	88
3.4.1.4.- Meseta Sur.....	90

3.4.2.- Noreste Peninsular.....	96
3.4.2.1.- Cordillera Vasco-Cántabra.....	97
3.4.2.2.- Los Pirineos.....	103
3.4.2.3.- La Cordillera Ibérica.....	110
3.4.2.4.- Cordilleras Costeras Catalanas.....	129
3.4.2.5.- Depresión del Ebro.....	133
3.4.3.- Cordilleras Béticas e Islas Baleares.....	139
3.4.3.1.- Sector occidental.....	159
3.4.3.2.- Sector centro-occidental.....	163
3.4.3.3.- Sector centro-oriental.....	175
3.4.3.4.- Sector oriental.....	185
3.4.3.5.- Sector nor-oriental.....	192
3.4.3.6.- Valle del Guadalquivir.....	197
3.4.3.7.- Islas Baleares.....	200
3.4.4.- Áreas marinas adyacentes a España.....	206
3.4.4.1.- Introducción.....	206
3.4.4.2.- El Surco de Valencia y/o Cuenca nord-balear....	207
3.4.4.3.- Sector de Cabo de La Nao a Cabo de Gata.....	212
3.4.4.4.- Mar de Alborán.....	217
3.4.4.5.- El golfo de Cádiz y el Estrecho de Gibraltar...	222
3.4.4.6.- Cantábrico-Galicia.....	226
3.4.5.- Islas Canarias.....	230

1. INTRODUCCION

En esta Memoria y en los documentos cartográficos que la acompañan se resumen e integran las principales características neotectónicas y sismotectónicas de España (peninsular e insular). Igualmente se describen las metodologías y/o técnicas utilizadas en cada uno de los documentos. Los documentos principales son:

- Mapa Neotectónico de España a escala: 1:1.000.000.
- Mapa Sismotectónico de España a escala: 1:1.000.000.

Estos documentos se complementan con otras cartografías auxiliares a menor escala, que ayudan a la interpretación y correlación de los diferentes datos. Entre ellos destacan los siguientes:

- Plano nº 1: Mapa Geotectónico de España a escala: 1:2.000.000.
Plano nº 2: Mapa de la Corteza y Volcanismo a escala: 1:4.000.000.
Plano nº 3: Síntesis neotectónica de la Península Ibérica a escala: 1:4.000.000.
Plano nº 4: Esquema de mecanismos focales estudiados.
Plano nº 5: Esquema de la dirección de los ejes de presión y tensión deducidos de los mecanismos focales.

La utilidad de estos documentos dentro de una región geodinámicamente activa y con una sismicidad mediana reconocida, como es España, es grande, ya sea por la posible ocurrencia de terremotos, o bien por la actuación de procesos tectónicos más lentos y menos súbitos, a veces imperceptibles para el hombre, pero que a la larga inciden en las situaciones socio-económica y ambiental.

Todo ello constituye motivo de preocupación pública puesto que esta dinámica puede traducirse eventualmente en riesgo de vida y de cuantiosas pérdidas económicas. Estos documentos inciden en muchas áreas de actuación tales como: Planes de Ordenación Territorial, Planificación Urbana, Planes de Emergencia y Defensa civil, Instalaciones industriales y militares, Obras Públicas, Programa de predicción sísmica

Conscientes de ello ya el ITGE en 1.983 realizó el Mapa Sismotectónico de Granada a escala 1:100.000, en una región de reconocida actividad sísmica. Fruto de numerosas reuniones que comenzaron en 1.984, se llegó a la firma de Colaboración entre el ITGE y ENRESA en 1.987 para la realización de los documentos que ahora se presentan.

Antes de continuar es necesario precisar que la cartografía neotectónica realizada es un documento novedoso en lo que se refiere a

nuestro país, y en él se han integrado una serie de datos ya existentes y se han obtenido otros nuevos mediante la utilización de las técnicas que más adelante se describen. Esto no quiere decir, que sea un documento cerrado y definitivo, sino que por el contrario, es el primer documento necesario para abrir nuevas líneas de investigación que cada día nos acerquen más al conocimiento de la dinámica reciente dentro del contexto geográfico hispano.

Estos documentos, tanto el neotectónico como el sismotectónico son de utilidad inmediata para la evaluación de riesgos tales como:

- A - Riesgos sísmicos en si, ocasionados por las vibraciones producidas por las ondas sísmicas en los distintos medios sólidos.
- B - Rupturas y fallamientos superficiales.
- C - Deslizamientos, avalanchas, flujos de barro ...
- D - Fenómenos de licuefacción.
- E - Subsidenias, elevaciones y basculamientos.
- F - Tsunamis o maremotos.
- G - Oscilaciones de los niveles piezométricos, surgencias

Conviene incidir en que el concepto "neotectónico" no está siempre ligado a peligrosidad, ya que los movimientos lentos pueden tener una incidencia económica que puede ser negativa o positiva, son fáciles de predecir y no acarrean pérdidas de vidas humanas, mientras que el "sismo-tectónico" o sísmico si.

El detalle y la información es variable de unas regiones a otras, pero eso es así por dos razones: la primera y principal es que la actividad tanto neotectónica como sísmica es muy diferente según la posición de cada región o zona dentro del contexto geodinámico, y la segunda es que precisamente en las regiones más activas y con más datos es en donde se realizan la mayoría de las investigaciones, ya que sus resultados son más espectaculares. No existe por tanto una diversidad de tratamiento entre las regiones, sino que se trata de una heterogeneidad intrínseca, inherente al tema que nos ocupa.

2. MARCO GEODINAMICO.

2.1. LA PENINSULA IBERICA Y AREAS COLINDANTES.

La Península Ibérica constituye un mosaico de unidades geológicas estructuradas en diferentes etapas desde el Paleozoico hasta la actualidad, en el cual la actividad neotectónica muestra pautas variables como consecuencia de la evolución alpina propia de cada sector. En los apartados siguientes se tratará esta evolución, desde las últimas etapas del Ciclo Hercínico, hasta el comienzo del periodo neotectónico considerado.

2.1.1. Situación prealpina o ciclo hercínico.

Durante el Carbonífero y Pérmico se estructuró definitivamente el sector correspondiente al Macizo Hespérico como la parte o rama más meridional del orógeno hercínico europeo. En este momento cabe destacar la etapa de fracturación tardihercínica, que generó importantes accidentes a escala cortical, muchos de los cuales han sido reactivados durante la evolución alpina e incluso durante el periodo neotectónico considerado (Parga, 1969; Vegas, 1974).

2.1.2. El ciclo alpino o evolución alpina.

Aunque la Tectónica de Placas proporciona una guía indispensable a gran escala (miles de kilómetros) para comprender esta evolución geodinámica no siempre puede proporcionar todas las explicaciones de los sucesos que ocurren en los contextos tectónicos de colisiones o interacciones continentales, sobre todo a escala regional (centenar de kilómetros).

Tapponnier (1977) considera que una descripción cinemática de la tectónica en términos de desplazamientos relativos de placas y "microplacas" litosféricas rígidas tiene el riesgo de ser insuficiente e inexacta, y propone aplicar a situaciones como las que nos ocupa, métodos de estudio adaptados al análisis de deformaciones intracontinentales (Tapponnier et Molnar, 1.976). Este método permite explicar lo esencial de la tectónica de la colisión Eurasica-Africa mediante el comportamiento rígido-plástico de la litosfera continental, ligando la tectónica a las variaciones del campo de contracciones desviatorias e isótropas medias.

El estudio de las anomalías magnéticas del Océano Atlántico permite reconstituir las grandes etapas de su apertura desde el Triás, y de calcular así el movimiento relativo de Africa con respecto a Europa, que a gran escala es el origen de las Cadenas Alpinas Mediterráneas (fig. 2.1.2.-I) Africa se separa en el Triás de América del Norte y se traslada hacia la

Africa se separa en el Triás de América del Norte y se traslada hacia la derecha respecto a Europa durante el Jurásico, y este movimiento empieza a

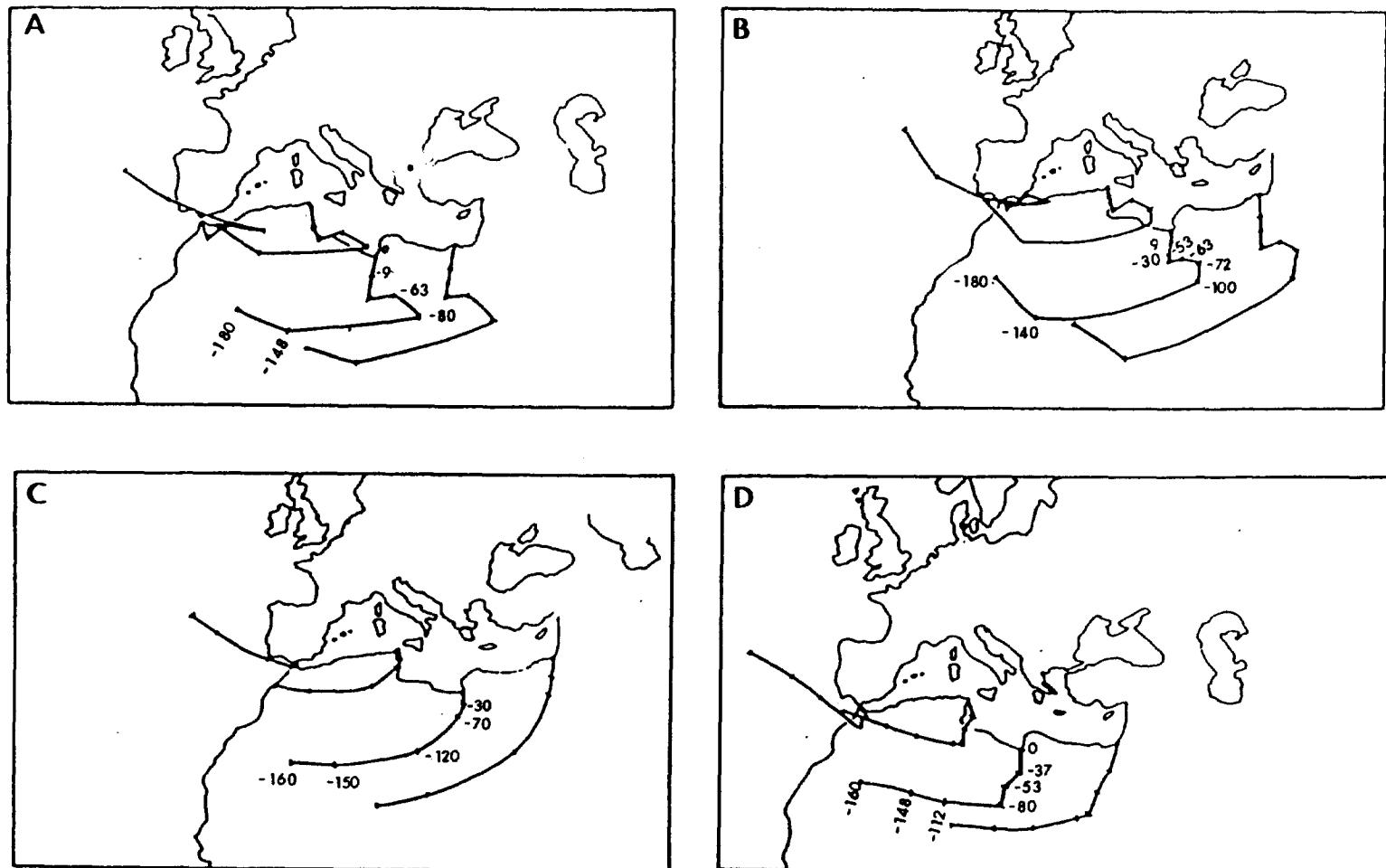


Fig. 2.1.2.-I.- Cuatro modelos de la trayectoria de África con relación a Europa. A: Según Dewey *et al.* (1973); B: Según Biju-Duval *et al.* (1977); C: Según Tapponier (1977); D: Según Olivet (1978). Las cifras expresan los millones de años.

controlar la evolución del ámbito de Tethys que se encuentra entre ambas. Esta apertura del Atlántico es de Sur a Norte, y así mientras en el Sur (al S. de la falla Azores-Gibraltar) la separación de África y los bloques a ella ligada (Italia y Arabia) comienza en el Jurásico, no es hasta el Eoceno cuando se abre entre Europa del Norte y Groenlandia la parte más septentrional del Atlántico. De este modo queda dibujado de una forma esquemática un Océano Atlántico en dirección Norte-Sur, y un área alpina mediterránea en dirección Este-Oeste.

El movimiento de África con respecto a Europa lleva consigo hasta el Cretácico una componente levógira importante. Este movimiento arrastra a la Península Ibérica que sufre una rotación levógira, con respecto a Europa estable, de alrededor de 30° (Van der Voo, 1969). A partir del Cretácico Superior (entre -80 y -63 ma.) la componente de deriva hacia la izquierda (levógira) del movimiento decrece hasta anularse, e incluso llega a invertirse y hacerse dextrógira desplazándose hacia el Oeste, supuestamente en razón de la apertura de la cuenca septentrional atlántica, y debido a la penetración progresiva de los promontorios continentales africanos (Italia y Arabia) contra el continente europeo, ya que la componente de convergencia entre los dos continentes, que anteriormente había sido secundaria, se convierte en una lenta pero eficaz penetración, cuyo resultado es la eliminación progresiva de la litosfera oceánica que queda en el Mediterráneo. De este modo la apertura de la parte más septentrional del Atlántico se puede ligar a grandes fases compresivas alpinas, tales como las del Pirineo, con la que está sincronizada. Parece ser que a partir del Terciario inferior (-53 mill. a.) el movimiento compresivo N-S parece predominar con diversos giros relativos según el momento y las regiones (fig. 2.1.2.-II).

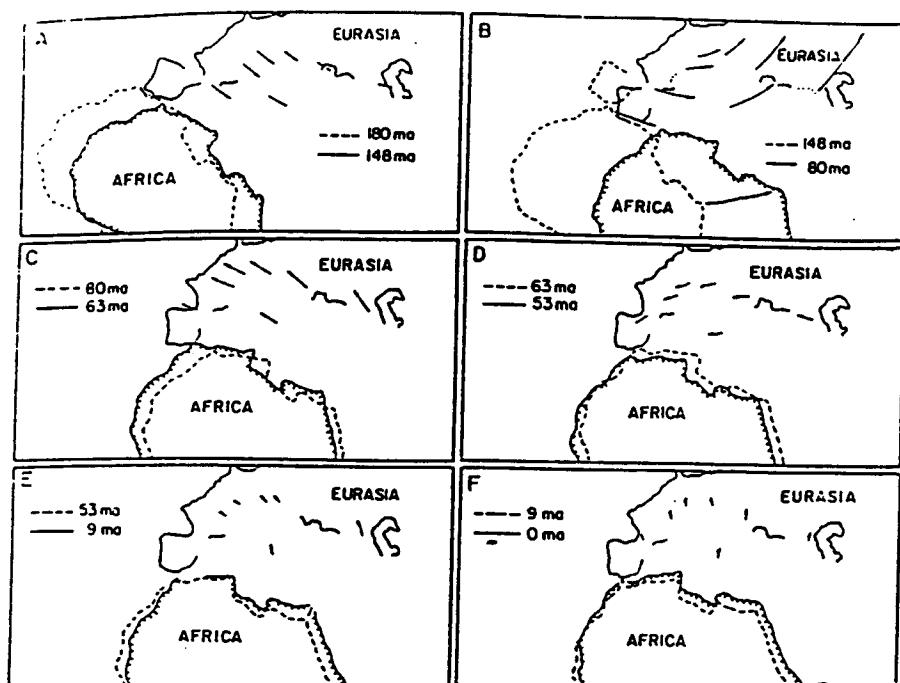


Fig. 2.1.2.-II.

Posiciones relativas de África respecto a Europa en diferentes períodos de tiempo dado en millones de años, según Dewey et al. (1.973). Las flechas indican el sentido del movimiento relativo de África para diferentes puntos de Europa.

En el mapa Geotectónico (Plano nº 1) que acompaña a los documentos principales (Mapas Neotectónico y Sismotectónico a escala 1:1.000.000) se han diferenciado en la parte española de la península varios dominios o zonas tectónicas: El Macizo Hercínico y una serie de surcos sedimentarios en los límites de este Macizo que posteriormente evolucionarán dando lugar a las cadenas típicamente alpinas (Béticas y Pirineos) o con características intermedias (Cordillera Ibérica).

La sedimentación preorogénica alpídica comienza en el Triásico que se deposita discordante sobre el Paleozoico (Pérmino). Estos sedimentos reflejan la actividad de las fallas tardihercínicas en un ambiente geotectónico que puede interpretarse como distensivo (fig.2.1.2.-III). Las cuencas Ibérica, Pirenaica y general del Thethys se individualizan. Las dos primeras como surcos complejos separados por un bloque más elevado y estable, el bloque del Ebro. Estos surcos son casi perpendiculares a la cuenca del Thethys. La posición del surco de la Ibérica respecto a la cuenca principal, con la que converge en la región de Valencia sugiere que este punto es una unión triple tipo rrr Alvaro et al., (1979), una de cuyas ramas será este surco ibérico que evolucionaría como un aulacógeno. Las otras dos ramas serían las que bordearian la península por el Este, y la separarian de la plataforma del Tethys situada en la zona oriental. En este punto debió de localizarse un hot-spot tal y como ha descrito Alvaro et al. (1979), y su actividad se reconoce en el Triás superior y en el Jurásico inferior y medio (fig.2.1.2.-IV). Sería la etapa de lifting. Coetáneamente se produce el emplazamiento del dique asociado a la falla de Plasencia, en un contexto geodinámico posiblemente relacionado con el extremo noroccidental del aulacógeno ibérico (Birot y Seguret, 1.985). En este estiramiento se produce también un volcanismo básico en las Béticas. Durante el resto del Jurásico y gran parte del Cretácico, en los surcos cántabro-pirenaico y en todo el borde bético-mediterráneo se depositan diversas facies de plataforma y talud que en algunos sectores y con el inicio de las fases principales alpinas, durante el Mesozoico terminal y Terciario inferior, dieron paso a facies turbidíticas tipo flysch alojadas en surcos subsidentes, más o menos estructurados en el avance y reordenación de "las microplacas".

La evolución tectónica de los Pirineos durante las fases alpídicas está en función de la apertura del Golfo de Vizcaya, y de la rotación consecuente de la península Ibérica, que entonces empezó a funcionar como "microplaca", con respecto a Europa y África. Esta apertura es esencialmente de edad Cretácico inferior según se desprende de los datos extraídos del fondo oceanico del Atlántico Norte. Durante esta apertura se registra en el dominio pirenaico una etapa distensiva con separación N-S, y creación de surcos, así como la aparición de volcanismo alcalino.

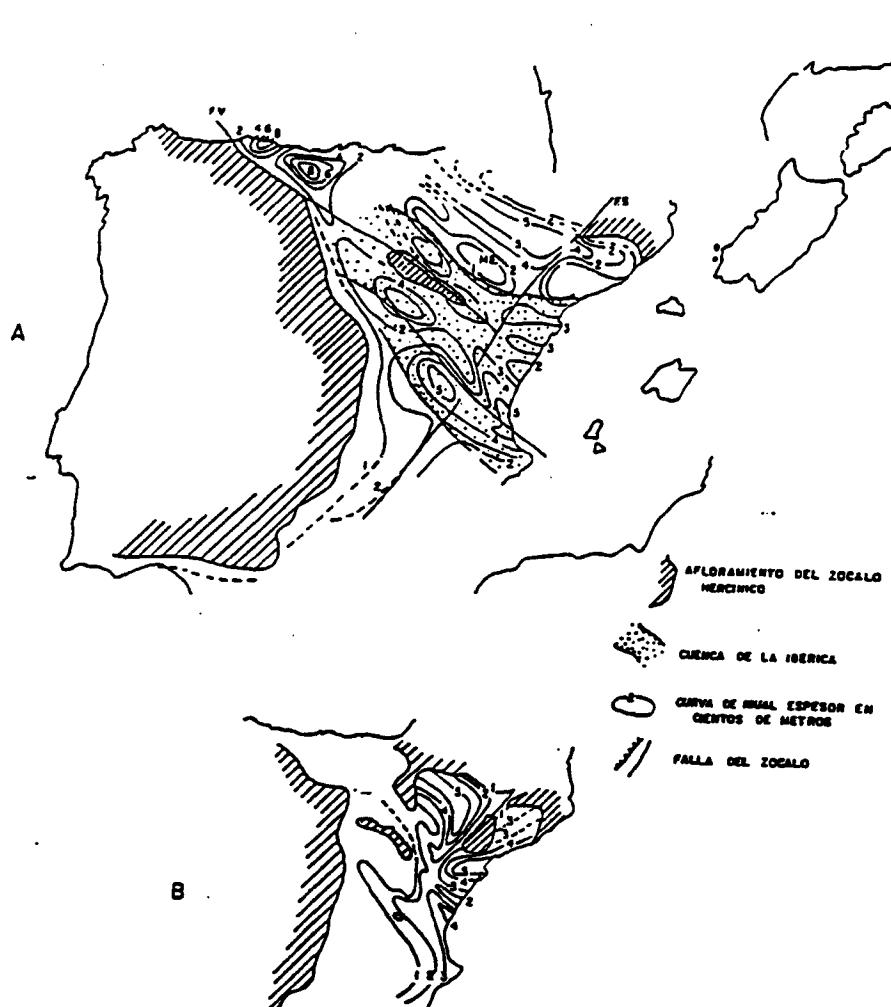
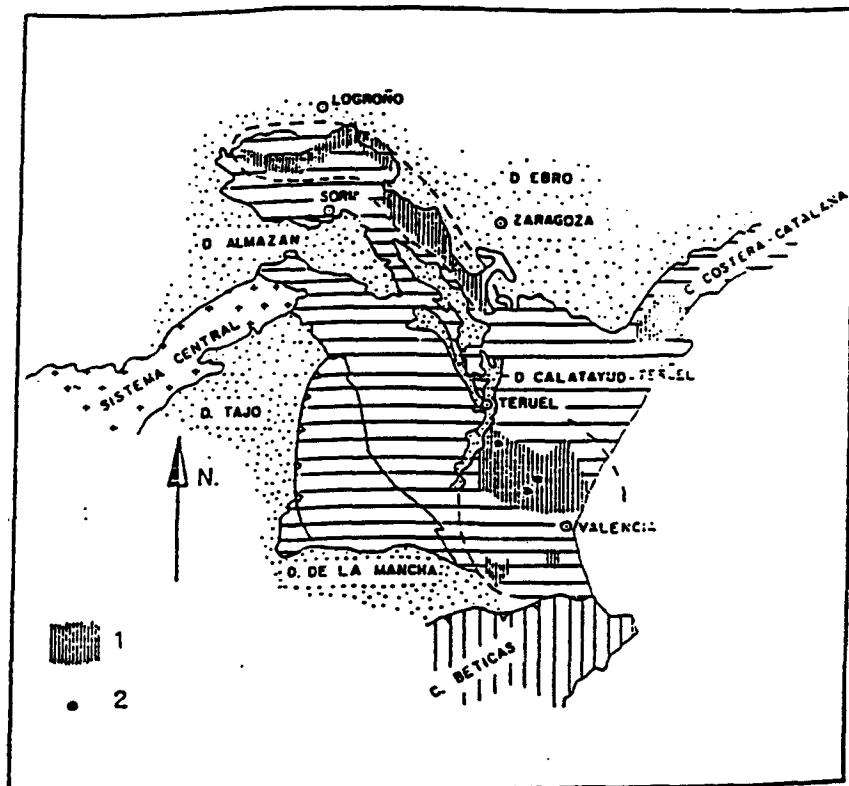


Fig. 2.1.2.-IV.-
Distribución de rocas basálticas mesozoicas en la Cordillera Ibérica.
1, área con ofitas del Triás superior. 2, localidades con basaltos jurásicos. Según Alvaro et al. (1979).



La fase anterior parece dar paso a movimientos relativos de tipo transformante levógiro entre las dos placas (Choukroune y Mattauer, 1.978). Se forman cuencas turbidíticas y se desarrolla un metamorfismo térmico a lo largo de la falla norpirenaica.

La transición entre la etapa anterior y el inicio del acercamiento entre Ibérica y Europa se inicia en el Cretácico superior en el extremo occidental de los Pirineos progresando hacia el Este durante el Paleoceno y Eoceno (Choukroune, 1.976).

Esta convergencia del borde norte de Iberia con relación a Eurasia produce una subducción incipiente del fondo oceánico del Golfo de Vizcaya bajo el margen norespañol, que estructura el talud y plataforma según diversas escamas imbricadas con vergencia al Norte (Boillot *et al.* 1.971). En el sector pirenaico el perfil profundo de sísmica de reflexión ECORS (ECORS team, 1.988) muestra que las imbricaciones principales se producen aquí con una vergencia contraria dirigida hacia el Sur, aunque con algunos cabalgamientos hacia el Norte, en la zona nor-pirenaica según un modelo de domo tectónico de piel fina (Williams y Fischer, 1.984). Hoy en día se ha avanzado mucho con respecto a la interpretación estructural, sobre todo debido a la existencia de este perfil profundo de sísmica de reflexión. Y así, se interpreta como un "dúplex" de la corteza inferior, que se refleja en la corteza superior según un sistema de cabalgamiento con un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes de zócalo hercínico en el sector central. Las mayores divergencias se plantean en cuanto al significado de la falla nor-pirenaica, aunque puede afirmarse que en la transversal de este perfil la placa Ibérica se encuentra por debajo de la placa europea mediante una subducción continental (Losantos *et al.*, 1.988) (fig.2.1.2.-V y VI).

En la zona atlántica al O de Galicia el primer episodio evolutivo es el rifting ligado a la formación del Atlántico central durante el Triás-Lías inferior, que se prolonga en el Jurásico superior y acaba en el Neocomiense, precediendo a la apertura del Atlántico Norte entre Galicia y Terranova que probablemente comienza en el Cretácico inferior. Durante el Cretácico medio y superior esta margen NO y O de Iberia parece evolucionar normalmente como "margen pasiva", con una subsidencia debida al enfriamiento litosférico.

Parece ser que esta evolución se ve brutalmente interrumpida por trastornos eocenos, coincidiendo con la compresión en los Pirineos y en su prolongación occidental en la margen Nor-Ibérica. (Mauffret *et al.*, 1.978).

Las estructuras anteriores se ven rejuvenecidas y ciertos compartimentos del margen se levantan hasta 3.000 metros (Banco de Galicia), dando lugar a los bancos marginales actuales. Esta deformación de la margen estable mesozoica, ha facilitado el estudio de las etapas iniciales.

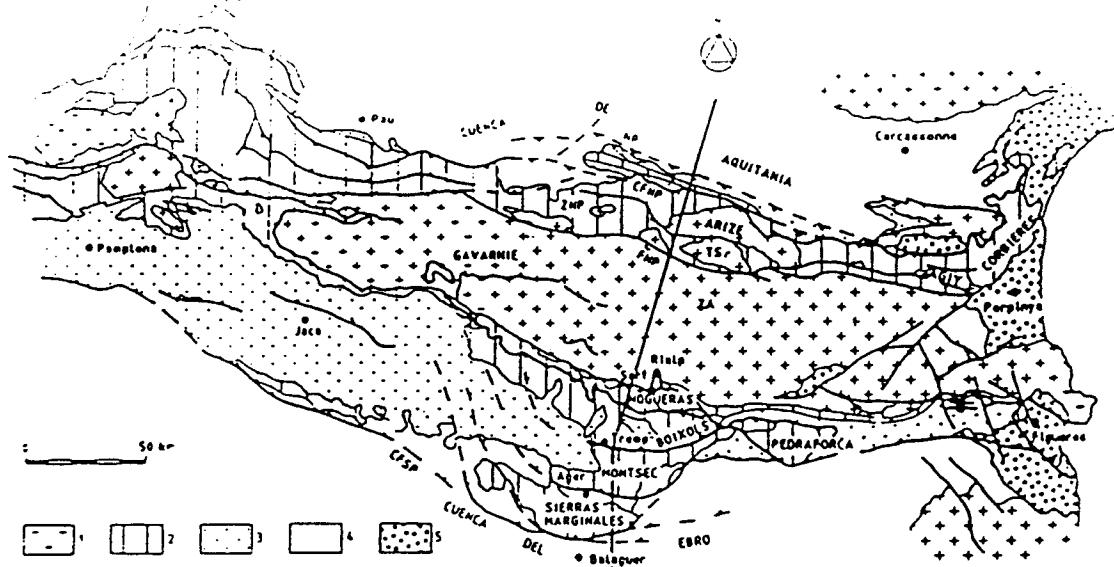


Fig. 2.1.2.-V.- Esquema estructural del Pirineo. 1: Zócalo hercínico. 2.: Mesozoico. 3: terciario incorporado en los mantos de corrimiento. 4: Terciario de las cuencas de antepaís. 5: Materiales post-orogénicos. (Según Puigdefábregas y Souquet, 1986, modificado). Tomado de Losantos, et al., 1988.

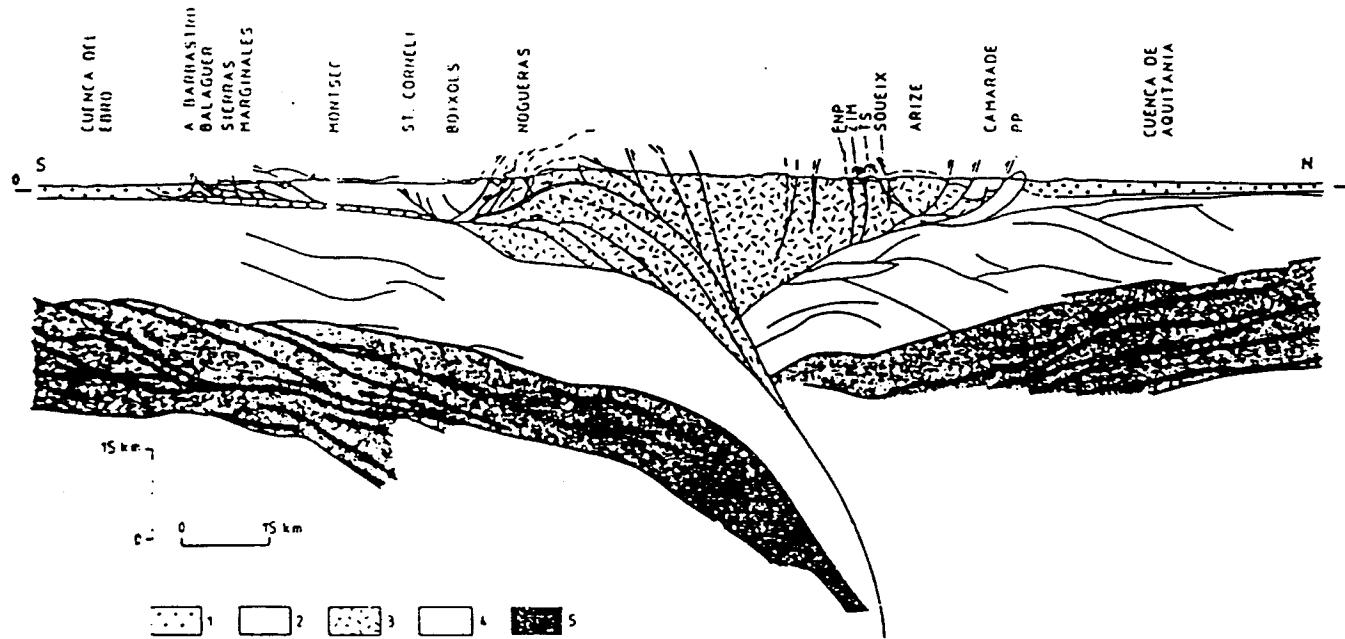


Fig. 2.1.2.- VI.- Corte geológico cortical, ver situación en fig. 2.1.2.-V. 1: Paleógeno. 2: Mesozoico. 3: Paleozoico involucrado en las láminas cabalgantes. 4: Corteza media. 5: Corteza inferior. (De Losantos et al., 1988).

Hacia el SO ha sido puesta en evidencia una etapa tectónica neógena (Olivet *et al.*, 1.976), así como en la plataforma continental portuguesa (Boillot *et al.*, 1.975); (Baldy *et al.*, 1.977), que puede reflejarse en estructuras compresivas que afectan al Mioceno.

La evolución alpídica de las Cordilleras Costero Catalanas, que por su estilo pueden considerarse como una cadena de tipo "intermedio" (Julivert *et al.*, 1.972-74) comprende tres etapas fundamentales. Una primera que comienza en el Triás, y que se relaciona con las zonas externas de las Cadenas Alpinas. La segunda etapa es comprensiva, y tiene lugar durante el Paleógeno, y da lugar en el NE, donde los espesores de sedimentos mesozoicos son menores, al cabalgamiento del zócalo con su delgada cobertura sobre la cuenca del Ebro (Fontbote, 1.954), mientras que al SO la cobertura despegada a nivel del Keuper presenta un estilo de escamas imbricadas y vergentes hacia el NO (Camerot, 1.974) (fig. 2.1.2.-VII).

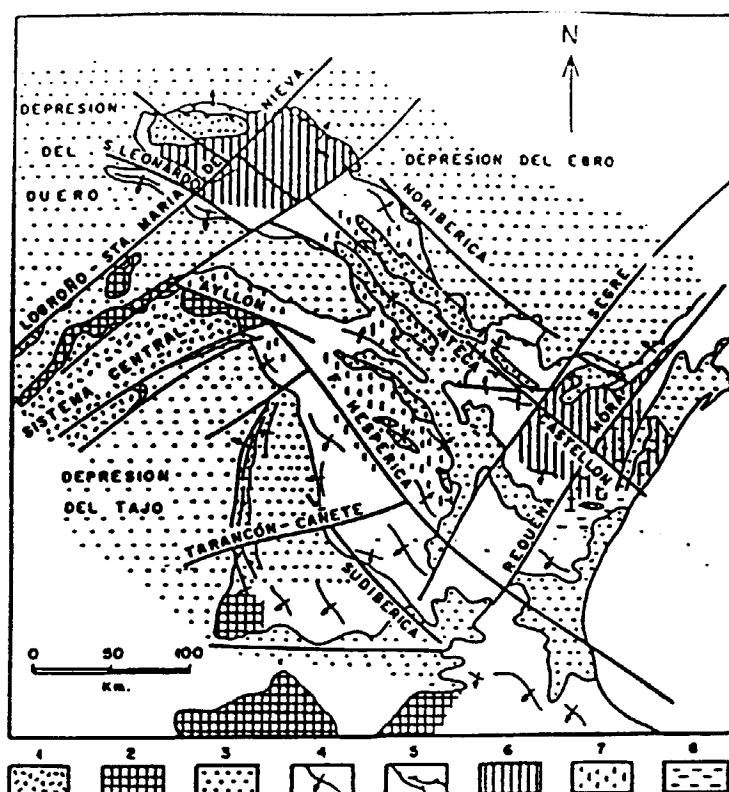
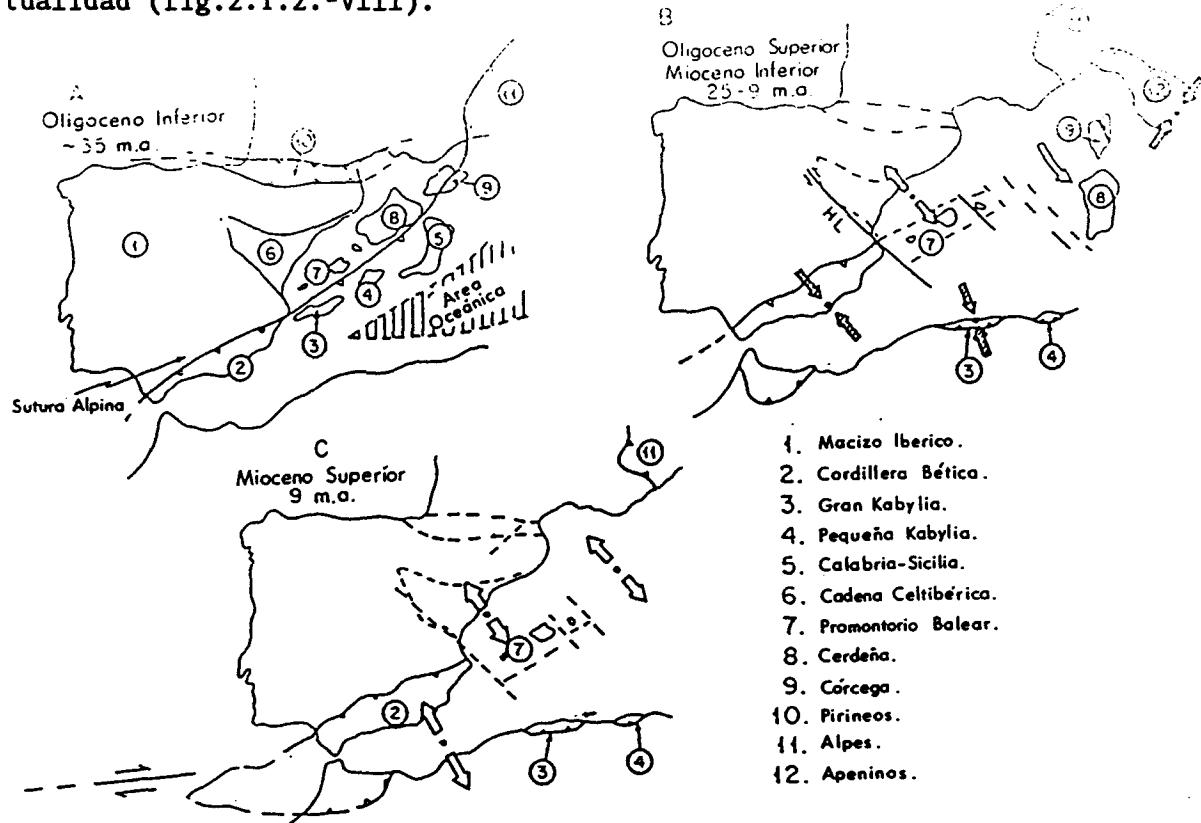


Fig. 2.1.2.- VII.

Esquema tectónico de la Cadena Celtibérica. 1: Basamento. 2: Mesozoico en áreas marginales a la Cadena. 3: Depresiones terciarias. 4: Áreas con tectónica de cobertura dominante. Directrices y vergencias. 5: Cinturones de cabalgamiento. 6: Áreas subtabulares. 7: Áreas con tectónica germánica dominante. 8: Campo de fallas normales del Maestrazgo. (Alvaro *et al.*, 1.979).

La tercera etapa es distensiva, de edad neógena y está relacionada con la creación de la Cuenca Valenciana. Se trata de la etapa de rifting neógeno que afecta a todo el NE y Este de la Península y que es responsable de la formación de muchas de las cuencas neógenas de este sector y de los principales rasgos geomorfológicos, lo que apunta a que pueda perdurar en la actualidad (fig.2.1.2.-VIII).



En la Cordillera Ibérica, se puede observar una evolución alpídica con diferentes etapas. Una distensiva con la creación del aulacógeno ya mencionado anteriormente y el relleno mesozoico del mismo (fig.2.1.2.-IX).

La fase compresiva tiene su comienzo al final del Cretácico superior, y alcanza su plenitud al final del Oligoceno. Durante ésta, el aulacógeno se estructura como una cadena de doble vergencia, donde la presencia de niveles plásticos del Trías origina un estilo estructural complejo que enmascarará su primitivo carácter de aulacógeno. Las fallas tardihercínicas de dirección NO-SE se reactivan como cabalgamientos, mientras que las de dirección NE-SO transversales, lo hacen como desgarres sinistrales. La compresión transversal fue la más importante, y la que originó las estructuras principales de orientación NO, aunque hacia el NO de la cadena cambia a direcciones ONO-ESE.

Los estilos tectónicos varían en función del grado de participación del zócalo y de las facies y potencia de las series mesozoicas.

Al NE los últimos episodios compresionales son finioligocenos, mientras que al SO son intramiocenos (fig 2.1.2.-X).

La última etapa, común a todo el sector nororiental de la península y a las cuencas del offshore valenciano, es una etapa distensiva de lifting neógeno, con varias fases que configuran la forma de algunas cuencas tanto marinas como continentales, así como la morfología de este sector levantino, donde se reconoce aun una actividad neotectónica. Esta etapa distensiva está superimpuesta a los eventos compresivos, de tal modo que corta a las estructuras por ella creadas. (Simon, J.L., 1.984).

En el Sistema Central la evolución tectónica alpídica es bastante controvertida debido a la escasez de dataciones sobre los sedimentos que llenan la cuenca del Duero y Tajo que limitan dicho relieve. Su génesis ha sido explicada por Vegas et al. (1.987 b) como una zona de cizalla intracontinental con deformación distribuida mediante rotación en sentido horario, y elevación de numerosos bloques, la cual habría actuado, según estos autores, desde el Cretácico superior hasta el Mioceno medio. Estos eventos compresivos dan lugar a un engrosamiento moderado de la corteza hercínica y a una elevación de este sector, delimitando dos cuencas de diferente relleno y subsidencia.

Según otro modelo elaborado por Portero y Aznar, (1.984 b) durante la etapas compresivas Castellana, Neocastellana e Intra-aragoniense, definidas por Aguirre et al. (1.976) en el sector manchego y registradas por diversos autores en las diferentes cuencas continentales del interior de la península, el Sistema Central debió de constituirse como un rhom-horst de historia compleja. Durante el Mioceno medio y superior la sedimentación es expansiva debido al funcionamiento diferencial de bloques y degradación del relieve. Los límites morfotectónicos macizo-cuenca, principalmente el septentrional, sufren variaciones, configurándose como bandas complejas de relieve de accidentes al menos desde el Mioceno (Portero y Aznar, op. cit.).

Las Cordilleras Béticas se dividen en Zonas Internas y Externas sobre la base de criterios litológico, tectónico y paleogeográfico. Las Zonas Externas (Prebético y Subbético) se formaron en su mayor parte en el margen Sur y parte del Este del Macizo Ibérico. Las Zonas Internas comprenden los Complejos Nevado-Filábrides, Alpujárrides y Maláguides que situados en sus primeras etapas alpinas más al este constituyan lo que denominaremos "Bloque de Alborán".

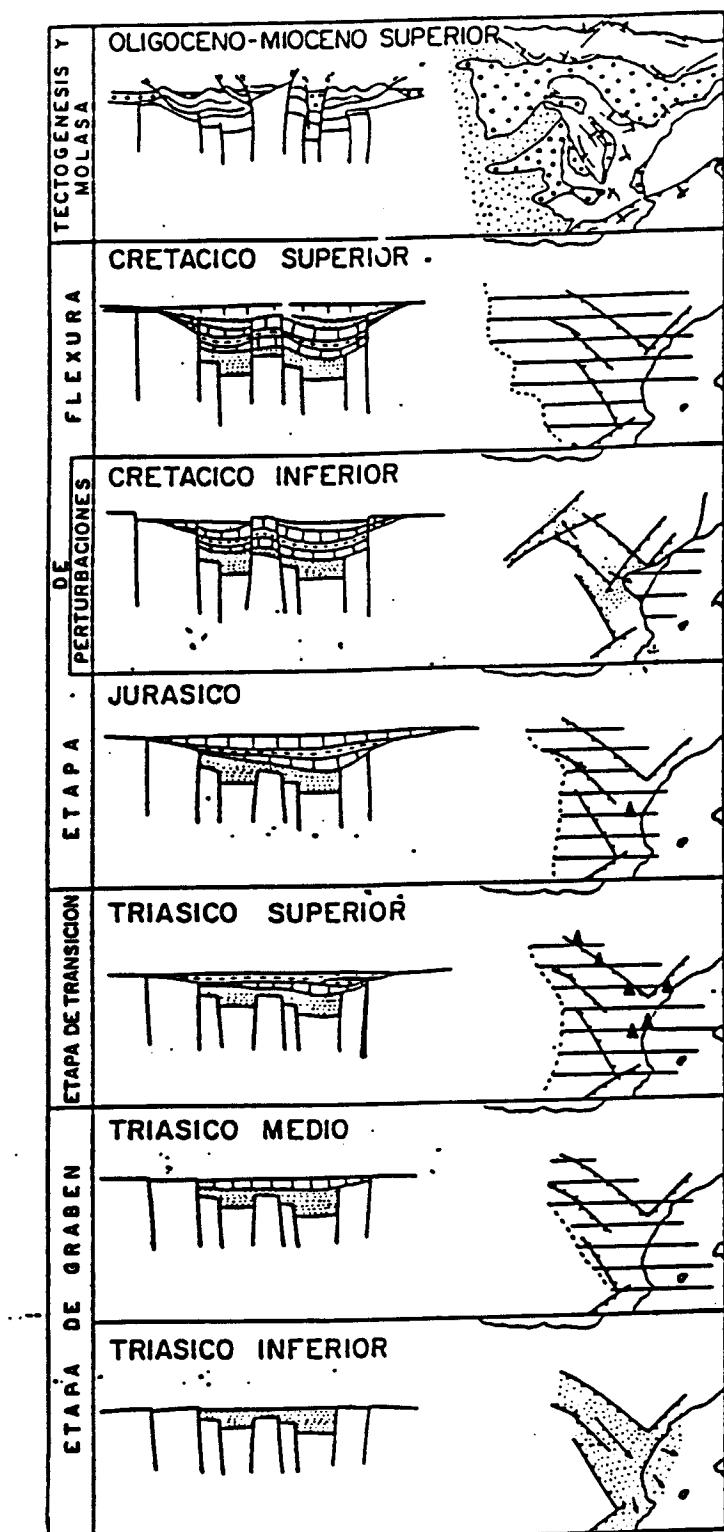


Fig. 2.1.2.- IX.- Representación esquemática de la evolución del Aulacógeno Celtibérico. (Alvaro et al., 1979).

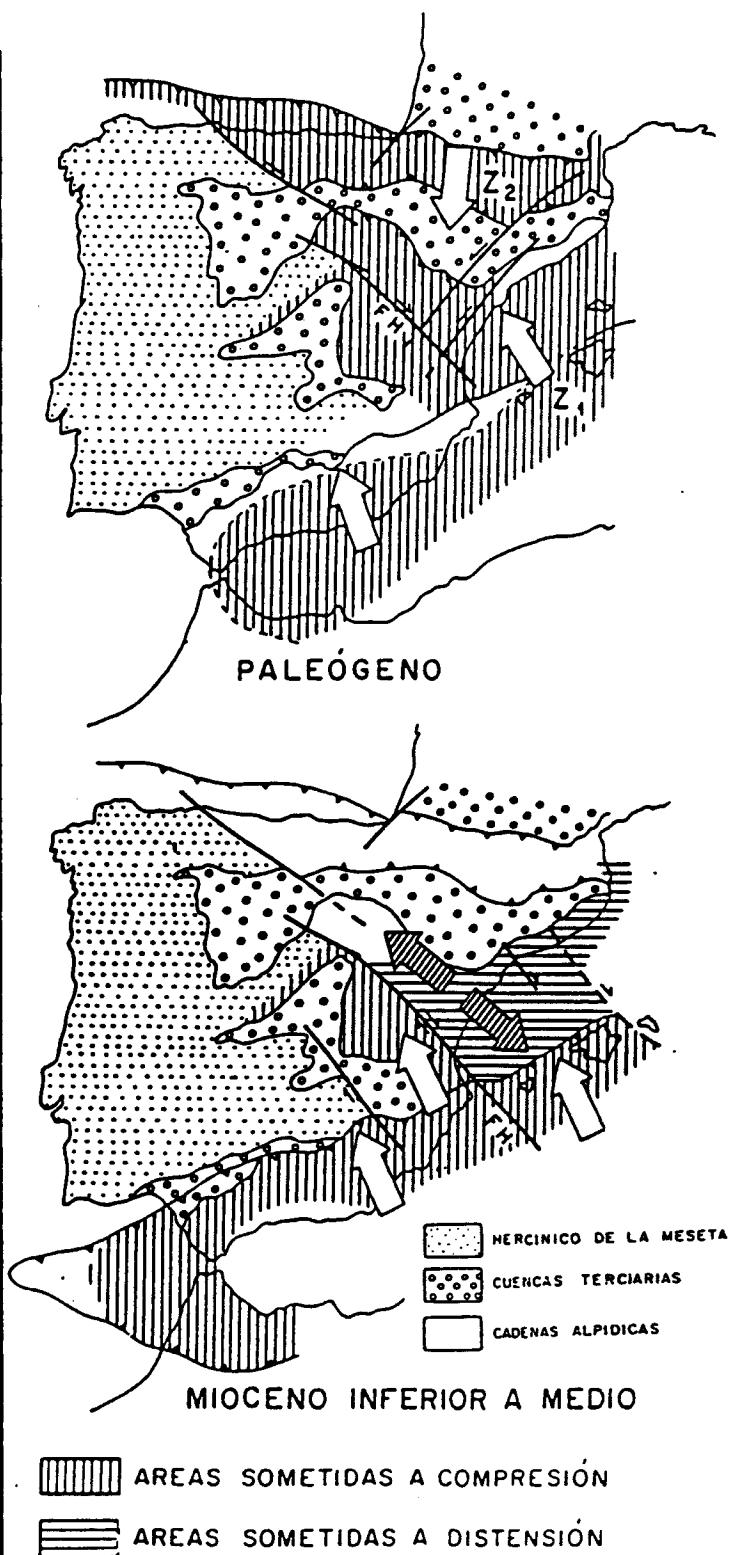


Fig. 2.1.2.- X.- Tectónica compresiva y distensiva en el Terciario. (Alvaro et al., 1979)

La evolución geotectónica alpina de las Cordilleras Béticas es extremadamente compleja por su posición entre las placas Africana y Euroasiática. Además, su resolución está estrechamente relacionada con el origen del Arco de Gibraltar, que es una de las megaestructuras más importantes de las Cordilleras Alpinas mediterráneas. Este arco, de claro carácter tectónico, se formó durante la tectogénesis miocena provocada por la migración hacia el O y SO de un bloque cortical ya estructurado en mantos de corrimiento, correspondiente a las Zonas Internas bético-rifeñas. Es lo que Andrieux et al. (1.971) denominaron "Subplaca de Alborán", y que Martín Algarra, (1.987) denomina "Bloque de Alborán" ya que en realidad se trataría de una parte de la "Subplaca Mesomediterránea", situada más al Este.

En el Jurásico, durante la apertura del Atlántico central, se produce el desplazamiento lateral de África con respecto a Europa mediante grandes fallas transformantes. Ya a finales del Jurásico y en el Cretácico inferior, aunque continua el desplazamiento de África con respecto a Iberia, y de esta con respecto a Europa, (aunque en menor escala) se produce en el accidente norteafricano una apreciable separación entre Iberia y África, debido al carácter transtensivo del mismo. Se crearía el "surco de los Flysch Cretácicos" entre África y la "Subplaca Mesomediterránea" (Martín Algarra, 1.987). En el Cretácico superior, continua la extensión perpendicular a la cicatriz Norteafricana, centrándose los movimientos laterales en los Pirineos, con condiciones transtensivas. En las regiones orientales se inicia la compresión, comenzando la estructuración, no sólo en los Alpes, sino también en la Subplaca Mesomediterránea, o sea, en las Zonas Internas Béticas, que más tarde serán trasladadas hacia el Oeste.

En el Cretácico superior-base del Eoceno se generaliza la convergencia entre las Placas Europea y Africana, debido al progreso de la rotación antihoraria de la Placa Africana. Esta compresión que fue según una dirección NO-SE, originó un acortamiento de unos 100 km a lo largo de la hipotética línea Túnez-Golfo de Lyon. En el Estrecho de Gibraltar este acortamiento fue mucho menor (Auzende et al., 1.975). Estos acortamientos debieron ser absorbidos por las futuras zonas Internas Béticas (en la Subplaca Mesomediterránea) cuya estructuración y metamorfismo se debieron de iniciar. En las Zonas Externas apenas se notó su efecto, excepto en las cercanías a los grandes accidentes tectónicos (Martín Algarra, 1.987).

Durante el Eoceno, mientras se producía la estructuración de los Pirineos, África se movía con cierta independencia con respecto a Iberia, acelerándose la rotación levógira de la misma y su desplazamiento hacia el NE con respecto a Europa (que ya incluía a Iberia). Estos movimientos que coincidieron con importantes fases tectónicas en todas las Cordilleras alpinas y el desarrollo de su metamorfismo, pudo ser el responsable del inicio de la expulsión de los bloques laterales (Bloque de Alborán) mediante grandes

líneas de deslizamiento (en el sentido de Tapponnier, 1.977), que proporcionaron el contexto geotectónico adecuado para el desarrollo de deformaciones sinmetamórficas en condiciones dúctiles.

Durante el Oligoceno y el Mioceno más inferior continúa la expulsión hacia el Oeste del "Bloque de Alborán" mediante accidentes transformantes en medio continental (Durand Delga, 1.980) tales como el Nor-Bético o el "Accidente Cádiz-Alicante" que juegan como desgarres dextros, arrastrando a gran parte de las Zonas Externas Béticas hacia el Oeste. Durante esta época se produce, en el Mediterráneo Occidental la rotación antihoraria del bloque corso-sardo, y la creación de un rifting, que dió lugar a la cuenca Argeló-Provenzal o Baleárica ocupada hoy por corteza oceánica de edad Burdigaliense. El desplazamiento del "Bloque de Alborán" durante esta época empieza a configurar el Arco de Gibraltar, configuración que se irá exagerando en el transcurso de los tiempos miocenos a la vez que se van estructurando muchos de los mantos dentro del "Bloque", y la corteza del mismo se va adelgazando con motivo del estiramiento asociado a estos movimientos.

Durante el Burdigaliense inferior se produce la mayor colisión entre el "Bloque de Alborán" y las Zonas Externas, quizás coincidiendo con una subducción de la Placa Africana que agudizó la expulsión lateral hacia el OSO de dicho "Bloque". Coincidiendo con esta compresión NNO-SSE se observan subcabalgamientos del "Bloque" sobre las Zonas Externas en la transversal de Sierra Nevada, que se traduce en la transversal de la Sierra de María por un subcabalgamiento de las zonas Externas sobre las Internas con obducción simultánea, lo cual equivaldría a un mecanismo de lajamiento tectónico o de incrustación de ambos bloques continentales. Coincidien con esta colisión eventos compresivos en las Zonas Externas, que se reflejan por el cabalgamiento de parte de ellas contra el contrafuerte del antepaís aflorante o por el deslizamiento gravitatorio y desintegración de parte de estos materiales que luego dan lugar a olistostromas en los surcos sedimentarios situados más al Norte, en el antepaís (fig.2.1.2.-XI).

Durante el Mioceno medio continua el mismo régimen tectónico con intensidad disminuida. Los movimientos transcurrentes continuaron por importantes fallas rumbo- deslizantes dextras con dirección N60-70°E a E-O. La expulsión de materiales olistostrómicos continuó hacia el N y hacia el actual Golfo de Cádiz. La parte principal de la Cuenca de Alborán se formó como una continuación de la apertura de la Cuenca Argeló-Provenzal, aunque pudo comenzar en el Burdigaliense (Sanz de Galdeano, 1.990 b) (fig. 2.1.2.-XII).

Para entender bien todas las relaciones temporales y espaciales de los eventos tectónicos que hemos citado no hay más remedio que atender a la evolución del contexto del Mediterráneo Occidental, al menos en su parte más

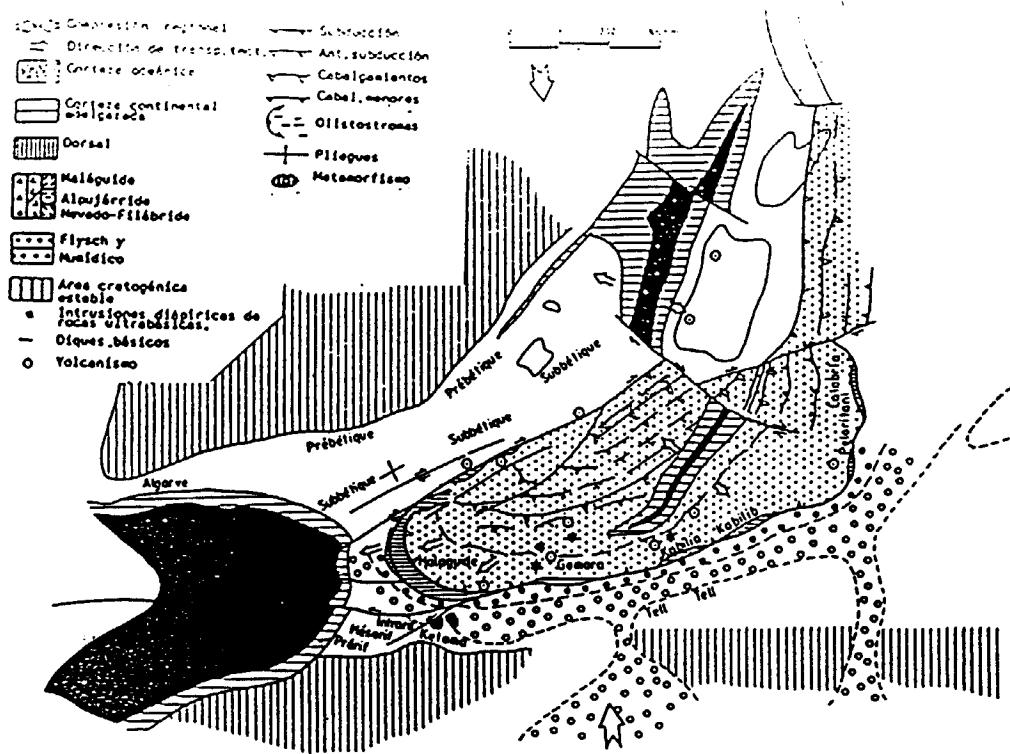


Fig. 2.1.2.-XI .- Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior (Sanz de Galdeano et al., 1990).

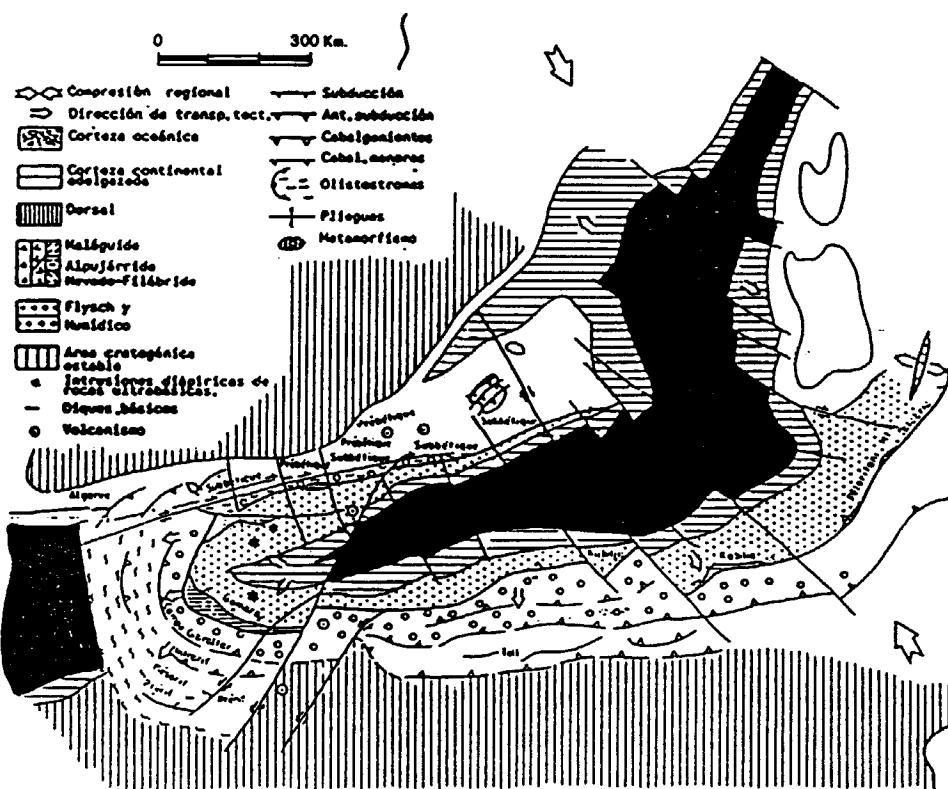


Fig. 2.1.2.- XII.- Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno Medio (aprox. en el Serravaliense). (Sanz de Galdeano et al., 1990)

próxima, Baleares, Cuenca Valenciana, Cuenca Argelo-Provenzal, e inclusive a las zonas meridionales de la Península (Mar de Alborán y Rif africano). Aunque actualmente existen numerosísimos datos de geofísica, sondeos profundos, sedimentología, flujo térmico, volcanismo, etc., la variabilidad interpretativa es también grande, y aún quedan muchísimos puntos por esclarecer.

El Promontorio Balear (Balearic Rise) se considera como una prolongación, subsidente, de las Cordilleras Béticas, del que emergen las islas Baleares. Por las facies mesozoicas y parte de las cenozoicas tanto Ibiza como Mallorca corresponderían a un dominio Subbético cercano al Prebético.

La formación de todas esas cuencas, promontorios, y en general las características morfoestructurales de estas zonas obedecen a procesos relativamente recientes.

Durante el Cretácico superior-Oligoceno, estando la Península Ibérica bajo compresión, debido a la convergencia de las Placas Eurasia y África, lo cual se reflejaba en una situación compresiva en las Cordilleras Costero Catalanas, mediante un sistema de fallas desgarrantes levóginas y un complejo sistema de cabalgamientos y desgarres en la Cordillera Ibérica, en la Cuenca de Valencia esta compresión daba lugar a elevación y erosión de los sedimentos mesozoicos (Fontbotè et al., 1.990).

Durante el Oligoceno superior comienza el despegue rotatorio del bloque Sardo adherido al continente o placa Europea, cosa que lleva consigo el arrastre hacia el SE de la Isla de Menorca, según fallas transcurrentes NO-SE, con un desplazamiento relativo de unos 75 km, (Riba, O., 1.983). Coincidendo con esto, parece que se origina la apertura de la Cuenca de Valencia, por inversión tectónica negativa en este área, que provoca el hundimiento del sector previamente elevado y el desarrollo de un sistema de horst y graben a lo largo del dominio Catalán-Valenciano. (Fontbotè, et al., 1.990) o de un rift orientado paralelamente a las Catalánides (Riba, O., 1.983).

Al Norte de las Baleares, según Montadert et al., (1.978), la fase de drifting de la cuenca Argelo-Provenzal, o Baleárico-Provenzal se produce entre el Aquitaniense y el Burdigaliense inferior, con creación de corteza oceánica. Tal apertura fue seguida de fuerte subsidencia provocada por el enfriamiento de la litosfera oceánica y por la sobrecarga de agua y sedimentos. La Cuenca Sur-Balear o Argelina es contemporánea de la creación del Arco de Gibraltar y posterior a la cuenca Provenzal, aunque actualmente están conectadas.

En el Mioceno inferior-medio, mientras que en el dominio Catalano-Valenciano continuaba la tectónica extensional, en el dominio Bético-Balear tenía lugar un progresivo apilamiento de láminas cabalgantes, produciéndose una flexión de la corteza previamente adelgazada y un engrosamiento de la misma en el promontorio balear. Por todo ello Fontbotè et al., (1990) concluyen que el surco valenciano tiene la condición de "antepaís" respecto al cinturón de pliegues y cabalgamientos béticos, y no puede explicarse como un simple evento de rifting.

Durante el Mioceno medio en el dominio Bético-Balear la compresión fue reemplazada por una extensión. Dicha inversión puede relacionarse con el rifting y apertura de la cuenca Argelina, que dio lugar al colapso de las partes internas del sistema cabalgante bético. Se desarrolla en la cuenca de Valencia un amplio sistema de horst y graben, que caracterizan una tectónica extensional débil, restringiéndose la actividad tectónica al movimiento normal de las principales fallas que delimitan las Cuencas (Fontbotè et al., 1.990).

Sin embargo existen numerosos datos que no encajan en la concepción de la cuenca Valenciana como antepaís de los dominios béticos y que obligan a considerar dicha cuenca como una zona de rifting casi continuo desde el Mioceno Inferior, limitado al E y SE por el juego de fallas transcurrentes levógiros que desplazaron los dominios béticos-baleáricos desde el SO durante el Mioceno medio-superior. (Serravaliense- Tortonense). Estas fallas, de dirección predominante NNE-SSO, han funcionado como desgarres levógiros en congruencia con una compresión cercana a N-S, se prolongan por el Mar de Alborán dando lugar a la cresta de dirección NNE-SSO donde se asienta la isla de Alborán y conecta con el Rif a través de la falla de Nekor. Sus movimientos se han producido fundamentalmente en el Mioceno superior (Morel, 1.988), o se han prolongado más en el tiempo como el caso de las fallas del SE español.

Además a estas fallas se asocia un volcanismo esencialmente calco-alcalino, que aunque comienza tímidamente en el Mioceno medio tiene su mayor desarrollo en el Mioceno superior (Bellón et al., 1.983). Al Norte de la cuenca Valenciana citamos anteriormente la existencia de una falla transcurrente de dirección NO-SE, o sistema de fallas que separan Mallorca de Menorca y limitan el bloque de Menorca por el NE. El estudio de las muestras de rocas volcánicas recogidas en el sondeo 123 del DSDP indican la existencia en esta alineación de dacitas semejantes a las descritas por Ossan en 1.891 en las series de Cabo de Gata, y también productos de un volcanismo subaéreo (Weibel, M & Hsü, K.J., 1.973). El volcanismo alcalino ligado al rifting es más reciente, Plioceno y hasta Cuaternario (Bellón et al., 1.983). Por tanto esta cuenca constituyó una zona de hundimiento, que a partir del Mioceno Medio se situó como "antepaís" de unos terrenos ya

estructurados que se trasladaron hacia el NE por el efecto de fallas transcurrentes, y que posteriormente funcionó como un lifting, aun activo. En el trabajo de Soler, R. et al. (1.983), que estudia la estratigrafía y sedimentología de los materiales que ocupan esta cuenca, recoge que los aportes olistostómicos hacia el NO procedentes de los mantes béticos comienza en su UTS NE-3, o sea, durante el Mioceno medio-superior (fig.2.1.2.-XIII). Las dos estructuras transcurrentes que limitan esta cuenca NE-SO (Nekor, SE Iberia, Mallorca) y NO-SE (Cataluña-Menorca) están testificadas no sólo por la morfología del suelo marino, sino también por alineación volcánica o de anomalías magnéticas (Pautot G., et al. 1.973). Tanto el golfo de Lyon como la cuenca Argelo-Provenzal, situada al N, E y SE han sufrido otra evolución.

El mar de Alborán difiere de la Cuenca Nor-Argelina situada más al Este, en que esta última es más profunda y parece estar ocupada en su totalidad por corteza oceánica, o casi oceánica. En el Mar de Alborán la corteza

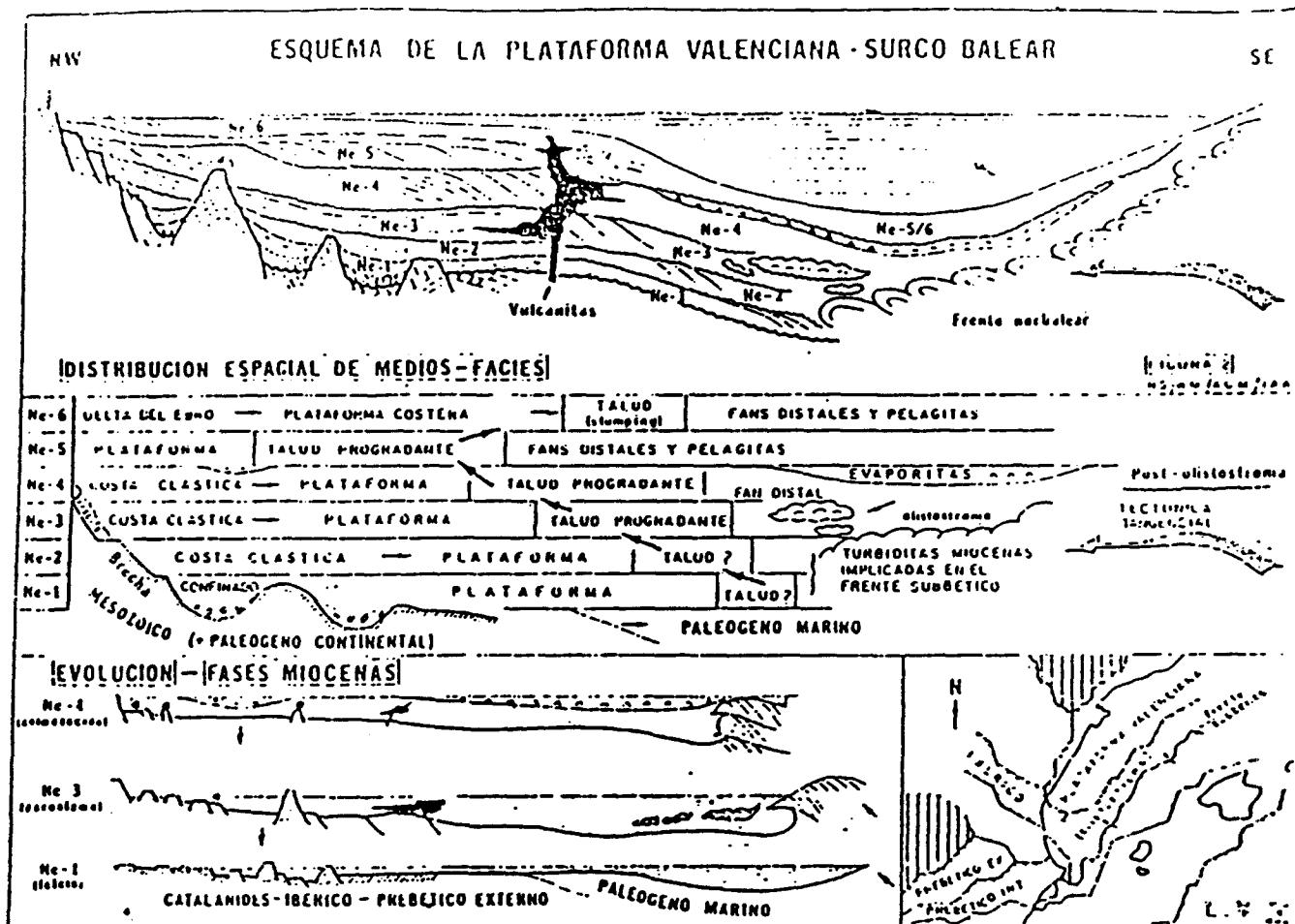


Fig. 2.1.2.- XIII.- Esquema de la Plataforma Valenciana-Surco Balear, según SOLER et al., 1983.

Ne-0: Brecha de Alconar, Ne-1: Aquitaniense 2-Burdigaliense 1, Ne-2: Burdigaliense 2-Langhieno 1; Ne-3: Langhieno 2-Serravalieno-Tortoniense 1, Ne-4: Tortoniense 2-Messiniense, Ne-: Plioceno, Ne-6: Plio-Cuaternario.

es continental, aunque adelgazada. Se trata de una estrecha cuenca de rift episutural que ha sido formada desde el Mioceno inferior hasta la actualidad, según los datos del volcanismo, el juego de las fallas NE-SO y el espesor de la cobertura sedimentaria, así como los datos recientes de flujos de calor. En cuanto al mecanismo geodinámico que ha provocado su estructuración existen numerosos problemas para explicarlo, desde los que consideran que debe considerarse una extensión por encima de un plano de Benioff buzando al Norte (Olivet, et al., 1.973), hasta los que consideran esta idea es inverosímil, pues no puede explicarse por un mecanismo de bloques rígidos, sino por extensión y/o adelgazamiento (Smith y Woodcock; 1.982, García-Dueñas y Balanyá, 1.991; Frizon de Lamotte et al. 1991).

Según Balanyá y García Dueñas (1.988) las principales estructuras de contracción son de dirección E-O en las C. Béticas-Arco de Gibraltar-Rif. En las C. Béticas además se reconocen cabalgamientos hacia el NO coetáneos con moderada rotación dextrógira. Similares cabalgamientos se observan en el Rif en dirección ONO. Probablemente se desarrollaron rampas laterales a derecha e izquierda de ambas cadenas. Sugieren que la distribución del sentido del movimiento y la cantidad de deformación indican una migración significativa del frente montañoso, y adicionalmente una fuerte asimetría estructural en el interior del arco (García-Dueñas y Balanyá, 1.991). Apuntan igualmente a que la inversión extensional progresiva de los cabalgamientos condiciona un subsecuente adelgazamiento en las zonas de amontonamiento, empujando a ellas hacia el arco externo, verificándose en cada área que la contracción precede a la extensión, y que durante los eventos de lifting se pueden comparar los períodos de propagación del cabalgamiento y la de inversiones extensionales.

El documento propuesta nº 323/A del Ocean Drilling Program (1.991) que intenta investigar esta Cuenca de Alborán concluye considerando que los hechos estructurales de la evolución cinemática del Arco de Gibraltar se consideran comparables a los del Arco de Calabria, sobre todo si se considera que la Cuenca Sud-Balear o Argelina (continuación al E de la de Alborán) está ocupada por corteza oceánica.

Al Sur del Mar de Alborán y conectada con las Cordilleras Béticas por el Arco de Gibraltar, se encuentran las Cadenas Rifeñas del Norte de Marruecos. Está constituida al igual que en el lado ibérico por una Zona Interna, perteneciente al primitivo "Bloque de Alborán", que como ya dijimos formaba parte de la "Subplaca Messomediterránea", por unos dominios de flysch y por las "Zonas Externas" correspondientes a la margen del Tethys en el continente africano. El antepaís estaba constituido al Sur por la Meseta y el Atlas Medio.

Al igual que en la Meseta Ibérica, en el Atlas, y hasta en la Cordilleras Béticas durante el Jurásico las antiguas fallas tardihercínicas,

dentro de un contexto distensivo, dan lugar a la salida de material volcánico y a sedimentación ligada a la subsidencia. En esa época, en la que Iberia se situaba en una posición más oriental que la actual, las fracturas de Iberia se prolongaban en África, tales como la falla de Messejana-Plasencia (Bertrand, 1.979), cuyas toleitas eran idénticas a las que presentan en las fallas de Foum Zguid o falla de Essaovira: Durante parte del Jurásico esta zona del Atlas pasa por una fase de lifting con la creación de un sistema de fosas con importantes depósitos que se abrían en dirección E-O, combinadas con fallas de desgarre NE-SO levógiros (Mattauer *et al.*, 1.977) u otra casi E-O, que se prolongaba hacia Argelia. A partir del Jurásico superior, aparte del desplazamiento de África con respecto a Europa que provoca el desplazamiento de las antiguas fallas (Plasencia) y hasta el Eoceno, la situación geodinámica en este área es de tranquilidad, sin apenas deformación importante. La evolución a partir del Eoceno corre paralela a la de las Cordilleras Béticas en un régimen compresivo y así Leblanc, D. (1.980)

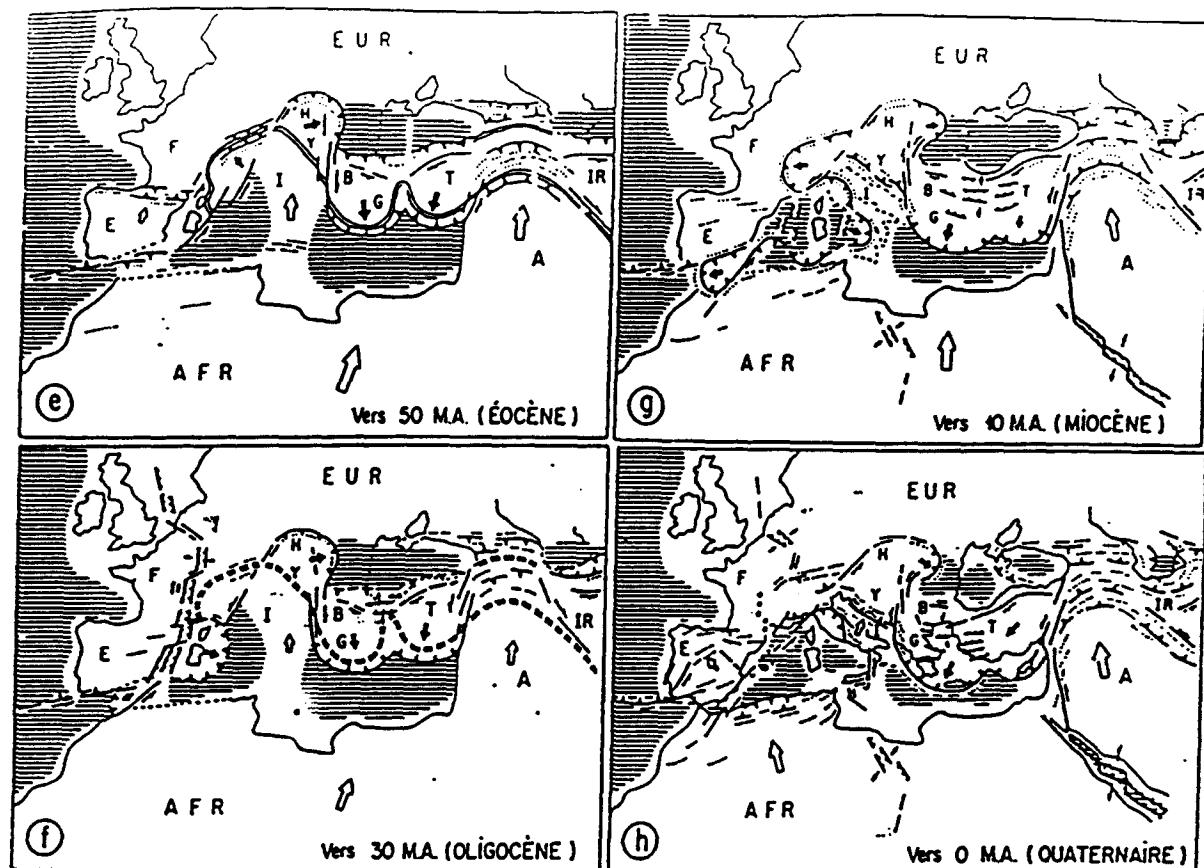


Fig. 2.1.2.-XIV.- Encadenamiento de las deformaciones tectónicas en el Mediterraneo, según Tapponier, 1977.

inspirándose también en la hipótesis de Tapponier (1.977) (fig.2.1.2.-XIV) piensa que una proximación N-S de África con relación a Europa en el

Burdigaliense trae consigo la expulsión lateral del Bloque de Alborán hacia el OSO. Esta expulsión estaría conducida a través de dos "carriles de desplazamiento" o fallas transcurrentes al Sur y Norte del Bloque de Alborán y serían, al N, la cicatriz Nor-Bética, y al Sur, el desgarre de Jebha. En el Mioceno Medio-Superior un aumento del movimiento convergente entre África y Europa se traduciría por una migración de las deformaciones. Los subcabalgamientos provocarían la estructuración de las Zonas más externas, las Zonas Subbéticas y el Rif externo meridional. El bloque expulsado lateralmente tendría límites más externos que los anteriores, el accidente transcurrente dextro de Crevillente o Cádiz-Alicante al Norte, y el de Nekor al Sur (fig. 2.1.2.-XV).

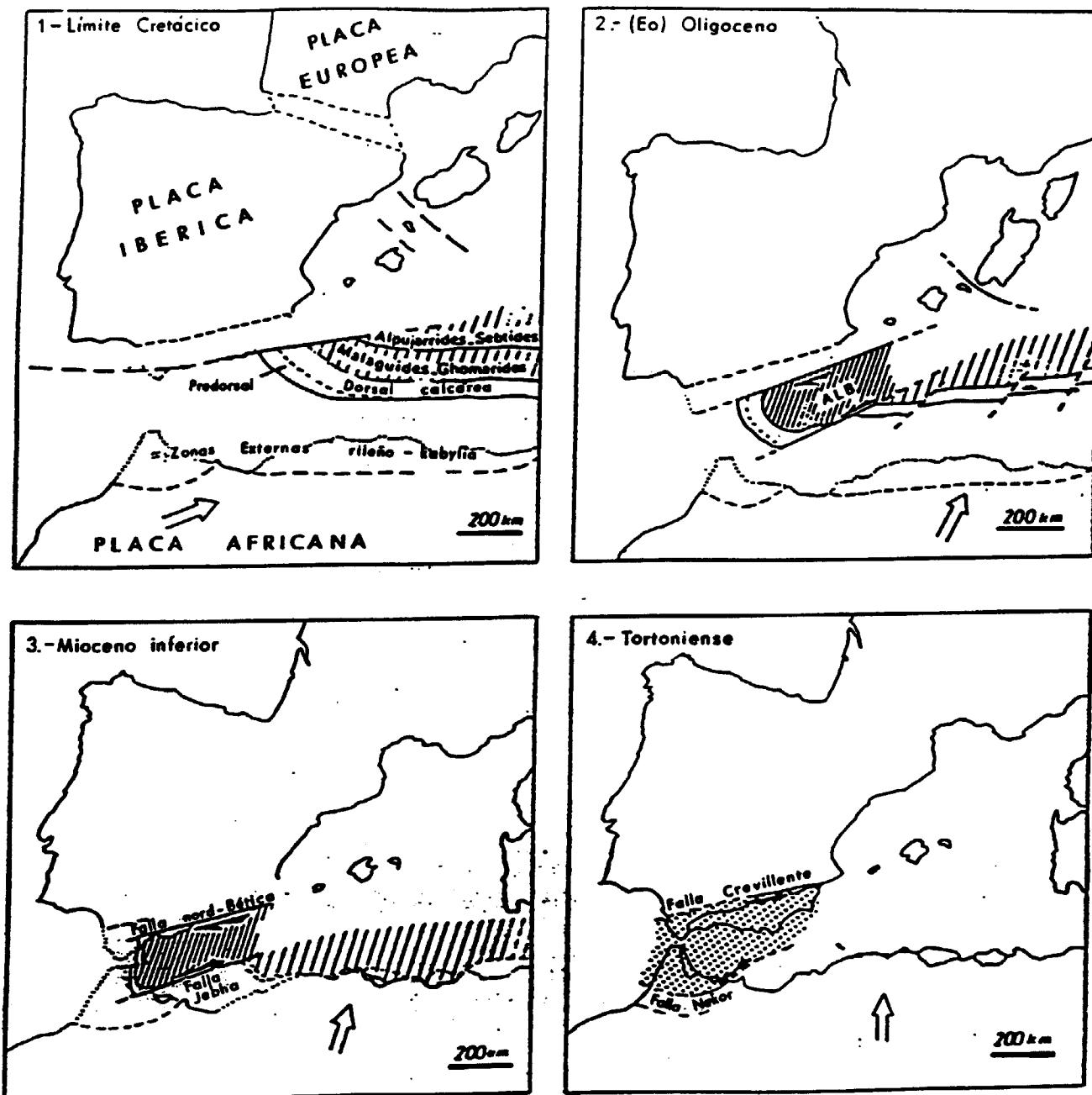


Fig. 2.1.2.- XV.- Mapas esquemáticos mostrando la evolución del Mediterráneo occidental desde el Cretácico Superior al Mioceno Superior (Tomado de BOUILLIN *et al.*, 1986).

Se habla también de un proceso de subducción en el Mioceno inferior en el que África se introduce bajo Europa y bajo el dominio de Alborán o "subplaca mesomediterránea" (Boillot et al., 1.984). De todos modos sobre esto no hay acuerdo.

Una vez que cesa o se amortigua el desplazamiento lateral del Bloque de Alborán, a partir del Mioceno medio, dejan de tener importancia las compresiones E-O, se tiende a restablecer las compresiones N-S dominantes, y hacen su aparición los accidentes NNE-SSO, que atraviesan el Mar de Alborán, penetran en África por la falla de Nekor y se prolongan hacia el Sur. Al Norte constituyen el sistema del SE de Iberia que en la confluencia con antiguos accidentes constituyen un trazado en bayoneta que se prolonga hasta Mallorca. Todas estas fallas son desgarres levógiros, que están ligados a un notable volcanismo, son activas actualmente, habiendo sido interpretadas por Sanz de Galdeano (1.990 a) como una prolongación hacia el Sur de las fosas y desgarres del Norte y Centro de Europa, retomando así en cierta medida el modelo elaborado anteriormente por Vegas et al. (1.979).

2.2. ISLAS CANARIAS.

Para el archipiélago canario, por su posición geográfica, podría argumentarse que su génesis y evolución se han producido de forma independiente en relación con los bloques corticales correspondientes a la España peninsular (Iberia y Alborán-Marruecos). Sin embargo junto a las ideas que suponen la existencia de un punto caliente bajo el archipiélago (Burke y Wilson, 1.972), surgió el modelo de la falla propagante (Anguita y Hernan, 1.975) según el cual el volcanismo que creó este archipiélago podría corresponder a diferentes etapas tectónicas resultantes de los movimientos asociados a la falla del Sur del Atlas y a su hipotética progresión hacia el Atlántico, hasta la zona ocupada por el archipiélago. Robertson y Stillman (1.979) también apuntan la posibilidad de que las fallas del Sur del Atlas puedan continuar hasta la isla de Fuerteventura. Hipótesis similares (Dañobeitia, 1.988) explican la existencia de las islas Canarias por un volcanismo ligado a fallas que cortan la litosfera y que se prolongan por Agadir hacia el Atlas, alternando períodos compresivos y distensivos.

Por otro lado Araña y Ortiz (1.986) consideran que las diferentes islas o grupos de islas corresponden a bloques de litosfera oceánica (o con coraza de transición en el caso de Lanzarote y Fuerteventura), elevados hasta 5 km sobre el fondo oceánico. Dichos movimientos podrían corresponder a un acortamiento de la litosfera de unos 40 km, que absorbería parte de la extensión del fondo oceánico desde el momento en que África presentó un movimiento, dirigido hacia el Norte.

Señalemos igualmente que el volcanismo de las Islas Canarias, aunque comienza en el Paleoceno-Eoceno, ocurre básicamente en el Neógeno y Cuaternario, coincidiendo fundamentalmente con el del Atlas y en buena parte con el de Melilla, Alborán, SE de España y cuenca Valenciana.

También ha sido señalada por Emery y Uchupi (1.984) la prolongación de la falla de Agadir y Essaouira hacia las Islas Canarias. Estos autores destacan las fallas del Atlas y del S del Atlas y la prolongan por las Islas Canarias, desde donde, como falla transcurrente, alcanzan la cresta Centro-Atlántica.

En apartados sucesivos volverán a tratarse aquellos aspectos geodinámicos de carácter más local y que conectan ya con la evolución neotectónica de cada región.

3. MAPA NEOTECTONICO.

3.1. INTRODUCCION.

El Mapa Neotectónico expresa aquellos rasgos estructurales, morfológicos, estratigráficos, y de todo tipo, que ponen en evidencia movimientos relativamente recientes (de la época que se ha considerado como neotectónica), así como el tipo de esfuerzo a que está sometida la península.

Sus objetivos son la identificación de las deformaciones dentro de la época de cuya extensión se tratará en el apartado siguiente. Para la aproximación más completa al conocimiento neotectónico se necesita el recurso de métodos y técnicas complementarias, métodos y técnicas de las que se tratarán más adelante, y que han sido utilizadas en mayor o menor grado por los distintos colaboradores o realizadores de este documento.

La influencia de la actividad neotectónica sobre el hombre o sobre sus condiciones de vida y/o medio ambiente es significativa a largo plazo, ya que las tasas de movimiento, ya sean en acortamiento-separación o hundimiento-elevación, pueden ocasionar cambios geográficos con gran incidencia en las condiciones de vida. Pero esto solo es perceptible en el transcurso de varias generaciones. Tan solo los movimientos súbitos (terremotos), de los que trataremos más adelante, o la aparición de volcanes, representan efectos más inmediatos y fácilmente perceptibles.

3.2. LA EPOCA NEOTECTONICA: ANALISIS Y SIGNIFICADO DEL TERMINO.

El término "Neotectónica" es relativamente reciente, y fue propuesto por OBLUCHEV en 1.948 para definir una rama de las Ciencias Geológicas que investiga los movimientos de la corteza desde el Terciario superior hasta la actualidad (Fairbridge, 1.981).

En diversos países, y en multitud de publicaciones se utilizan, a menudo como sinónimos, términos tales como "Neotectónica", "Tectónica activa", "Paleosismicidad", "Movimientos recientes de la corteza" e incluso "Sismotectónica", para indicar la actividad tectónica relativamente reciente de la corteza terrestre.

Es necesario establecer "a priori" ciertos criterios para discutir la amplitud y definición de cada término, utilizando una diferenciación en virtud de la época que abarca, y sobre todo, de los métodos que se utilizan y las observaciones a que se ajustan.

De entre los citados, el término más restrictivo es el de "Movimientos recientes de la corteza", ya que indica los movimientos actuales basándose para ello en criterios objetivos: los instrumentales (geodesia, sísmica, medidas de esfuerzos "in situ", etc.). Este término, a diferencia del de "Sismotectónica", abarca las investigaciones de aquellos movimientos de la corteza que pueden tener, y de hecho tienen, un carácter continuo y lento, sin presentar reacciones súbitas de imprevisibles consecuencias socio-ecológicas, sino más bien efectos predecibles a lo largo del tiempo.

Términos menos restrictivos pero que desde el punto de vista geológico abarcan aun períodos cortos de tiempo son "Tectónica activa" y "Paleosismicidad". "Tectónica activa" se referirá a la tectónica que ha actuado durante el Cuaternario y que presumiblemente continua actuando aún. El término "Paleosismicidad" es más adecuado para tratar de la frecuencia y magnitud de los terremotos prehistóricos con base en observaciones estratigráficas, sedimentológicas y geomorfológicas del Cuaternario, y su comparación, si es posible, con los efectos cosísmicos de terremotos históricos conocidos.

El término menos restrictivo y que abarca épocas más amplias es "Neotectónica", utilizado muy diferentemente según los autores y países.

La comisión de Neotectónica del INQUA (Organismo Internacional para el estudio del Cuaternario), lo define del siguiente modo: "La Neotectónica estudia los movimientos o deformaciones terrestres del nivel geodésico de referencia, sus mecanismos, su origen geológico (sea lo antiguo que sea), sus implicaciones prácticas y su futura extrapolación.

Además de los límites temporales de su campo de estudio, lo fundamental en la "Neotectónica" es el tipo de metodología que utiliza, pues aunque se encuadra claramente en el dominio de la tectónica, no solo recurre a los métodos propios de la geología estructural, sino a otros de carácter geofísico, geodésico, sedimentológico, estratigráfico, arqueológico, y muy especialmente, geomorfológico.

Ningún movimiento cortical debe aislarse de su contexto geodinámico, por lo que la Neotectónica no tiene un límite real fijo hacia el pasado, sino que se reserva para estudiar toda clase de movimientos de la corteza, verticales u horizontales (sismotectónicos, movimientos de placas, constructores de montañas o de cuencas subsidentes, isostáticos, etc.), durante un periodo de tiempo lo largo que se requiera para ajustarlo a la realidad y homogeneidad geodinámica, y a los datos y actividad de la región investigada.

El límite en el pasado de la "época Neotectónica", varía de unos países a otros, y aun entre las regiones de un mismo país. Dependen de la actividad, y de los datos que se posean para poder tener suficientes referencias de los movimientos más recientes. Así en Grecia e Italia se ha tomado el periodo de 2,5 a 3 mill. de años, porque en ese momento se inició una fuerte y súbita elevación. En otros se adopta como periodo los últimos 5 a 6 mill. de años, ya que se trata del periodo después del cambio que acabó en la crisis del Messiniense. Para algunos el periodo son los últimos 22 mill. de años, por tratarse de la base del Mioceno y del Neógeno, cuando parecen haber comenzado algunos cambios importantes. Incluso hay quien extiende este periodo a los últimos 38 mill. años en la base del Oligoceno, porque tuvo lugar una reorganización considerable de la tectónica global.

En la Península Ibérica y en los dominios marinos cercanos existen varios hitos tectónicos de considerable importancia tales como:

- A) El límite Oligoceno-Mioceno inferior (23-20 m. a.), que coincide con la última fase compresiva en la Cordillera Ibérica y el inicio de la etapa de rifting. En las Cordilleras Béticas se acentua la colisión entre el "Bloque de Alborán", y las Zonas Externas con plegamiento de estas.
- B) El límite Mioceno medio-superior (11-12 m.a.), señalado por el comienzo de una etapa distensiva a la que sigue una calma tectónica (SIMON, 1.984) en la Cordillera Ibérica, reactivación del Horst del Sistema Central, así como el comienzo de un régimen compresivo casi N-S en las Cordilleras Béticas.
- C) Y uno mucho más reciente intracuaternario, entre el Pleistoceno inferior y medio (\approx 1 m.a.), con la reactivación de grandes fallas en las Cordilleras Béticas, en la Cordillera Ibérica, y con el basculamiento y ampliación de cuencas en la Meseta (Fase Iberomanchega 2).

Para este trabajo se ha elegido el periodo "B", desde el límite Mioceno medio-superior hasta la actualidad (\approx 11-12 m.a.), además de por las consideraciones geodinámicas antes señaladas, que con pequeñas variaciones parecen mantenerse hasta nuestros días, porque este periodo es lo suficientemente dilatado como para tener un amplio seguimiento de la evolución tectónica reciente y poseer mayor número de datos a la hora de interpretar el régimen tectónico actual. Su amplitud permite tener referencias de los últimos movimientos tectónicos en aquellas regiones en que las dataciones de las formaciones recientes son escasas o inexistentes y/o existe una actividad neotectónica poco importante. Su duración así como la estratigrafía y las zonaciones adoptadas para su cronología relativa se expresan en el Cuadro I.

CUADRO I.- Geocronología, bioestratigrafía y variaciones paleomagnéticas de la "Época Neotécnica".

EDAD EN MILL. AÑOS	CRONOESTRATIGRAFIA ETAPAS MARINAS	ZONAS DE FORAMINIFEROS PLANCTONICOS	APARICION Y DE- SAPARICION DE LOS FORAMINIF. PLANCTONICOS	ZONAS DE NANNOPLANTON	MACROFAUNA MARINA	GLACIA- CIONES ALPINAS	CRONOESTRA- TICAS ETAPAS CONTINENT.	FAUNA ESPAÑOLA DE VERTEBRADOS	SILICOFLAGEL. BUKRY (1981)	DIATOMAS BARRON, FENNER	RADIOLARIOS NIGUINI, 1974 SANTILLANA Y AL (1981)
1	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia truncatuloides	N23	Globigerina truncatuloides	HN 21	WURM RISS-WURM	OLDENBURGI.			
2	PLIENSE	PLIENSE	Globigerina carinata	N22	G. carinata	HN 20	RISS ?	BIARIANEN.			
3	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia inflata	N21	G. inflata	HN 19	MINDL ?				
4	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N20	G. crassiformis	HN 18	GUNZ ?				
5	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N19	G. crassiformis	HN 17	DONAU ?				
6	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N18	G. crassiformis	HN 16b	SIBER ?				
7	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N17	G. crassiformis	HN 16a		VILLAFRANQUIENSE			
8	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N16	G. crassiformis	HN 15					
9	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N15	G. crassiformis	HN 14					
10	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N14	G. crassiformis	HN 13					
11	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N13	G. crassiformis	HN 12					
12	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N12	G. crassiformis	HN 11					
13	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N10	G. crassiformis	HN 10					
14	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N9	G. crassiformis	HN 9					
15	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N8	G. crassiformis	HN 8					
16	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N7	G. crassiformis	HN 7					
17	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N6	G. crassiformis	HN 6					
18	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N5	G. crassiformis	HN 5					
19	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N4	G. crassiformis	HN 4					
20	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N3	G. crassiformis	HN 3					
21	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N2	G. crassiformis	HN 2					
22	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N1	G. crassiformis	HN 1					
23	PLIENSE	PLIENSE	Globorotalia crassiformis	N0	G. crassiformis	HN 0					
24	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia ecostata	N16	G. ecostata	HN 15					
25	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia monostriata	N15	G. monostriata	HN 14					
26	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N14	G. marginata	HN 13					
27	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N13	G. marginata	HN 12					
28	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N12	G. marginata	HN 11					
29	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N11	G. marginata	HN 10					
30	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N10	G. marginata	HN 9					
31	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N9	G. marginata	HN 8					
32	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N8	G. marginata	HN 7					
33	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N7	G. marginata	HN 6					
34	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N6	G. marginata	HN 5					
35	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N5	G. marginata	HN 4					
36	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N4	G. marginata	HN 3					
37	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N3	G. marginata	HN 2					
38	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N2	G. marginata	HN 1					
39	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N1	G. marginata	HN 0					
40	TORONTEENSE	TORONTEENSE	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
41	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia ecostata	N16	G. ecostata	HN 15					
42	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N15	G. marginata	HN 14					
43	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N14	G. marginata	HN 13					
44	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N13	G. marginata	HN 12					
45	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N12	G. marginata	HN 11					
46	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N11	G. marginata	HN 10					
47	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N10	G. marginata	HN 9					
48	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N9	G. marginata	HN 8					
49	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N8	G. marginata	HN 7					
50	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N7	G. marginata	HN 6					
51	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N6	G. marginata	HN 5					
52	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N5	G. marginata	HN 4					
53	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N4	G. marginata	HN 3					
54	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N3	G. marginata	HN 2					
55	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N2	G. marginata	HN 1					
56	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N1	G. marginata	HN 0					
57	MIOCENO SUPERIOR	PLIOCENO INFERIOR	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
58	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
59	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
60	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
61	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
62	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
63	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
64	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
65	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
66	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
67	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
68	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
69	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
70	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
71	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
72	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
73	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
74	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
75	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
76	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
77	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
78	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
79	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
80	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
81	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
82	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
83	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
84	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
85	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
86	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
87	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
88	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
89	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
90	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
91	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
92	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
93	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
94	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
95	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
96	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
97	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
98	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
99	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
100	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
101	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
102	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
103	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
104	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
105	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
106	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
107	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
108	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
109	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
110	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
111	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
112	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
113	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
114	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
115	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
116	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G. marginata	HN 0					
117	CUATERNARIO	CUATERNARIO	Globorotalia marginata	N0	G						

3.3. METODOLOGIA Y TECNICAS UTILIZADAS.

3.3.1. Introducción.

La metodología seguida para la realización de este documento está basada: en la ejecución de una serie de fases de trabajo escalonadas en el tiempo, en la utilización de las técnicas adecuadas y en la selección de los datos congruentes y convergentes resultantes de la utilización de dichas técnicas (cuadro II). Esto nos permitirá expresar con cierto límite de fiabilidad la neotectónica del territorio hispano acorde con los datos que en la actualidad se poseen.

Las fases del trabajo han sido las siguientes:

- 1) Recopilación y análisis de los datos bibliográficos y de otros trabajos no publicados.
- 2) Selección de una escala cartográfica intermedia de trabajo, técnicas a utilizar y distribución regional.
- 3) Documentos cartográficos y su contenido, a escala 1:200.000.
- 4) Análisis de la congruencia de los diferentes datos: Síntesis de los mismos a escala 1:200.000.
- 5) Realización del documento final a escala 1:1.000.000, fruto de una selección adecuada de la información de la fase anterior. Realización de la leyenda.

3.3.2. Recopilación y análisis de los datos bibliográficos y de otros trabajos no publicados.

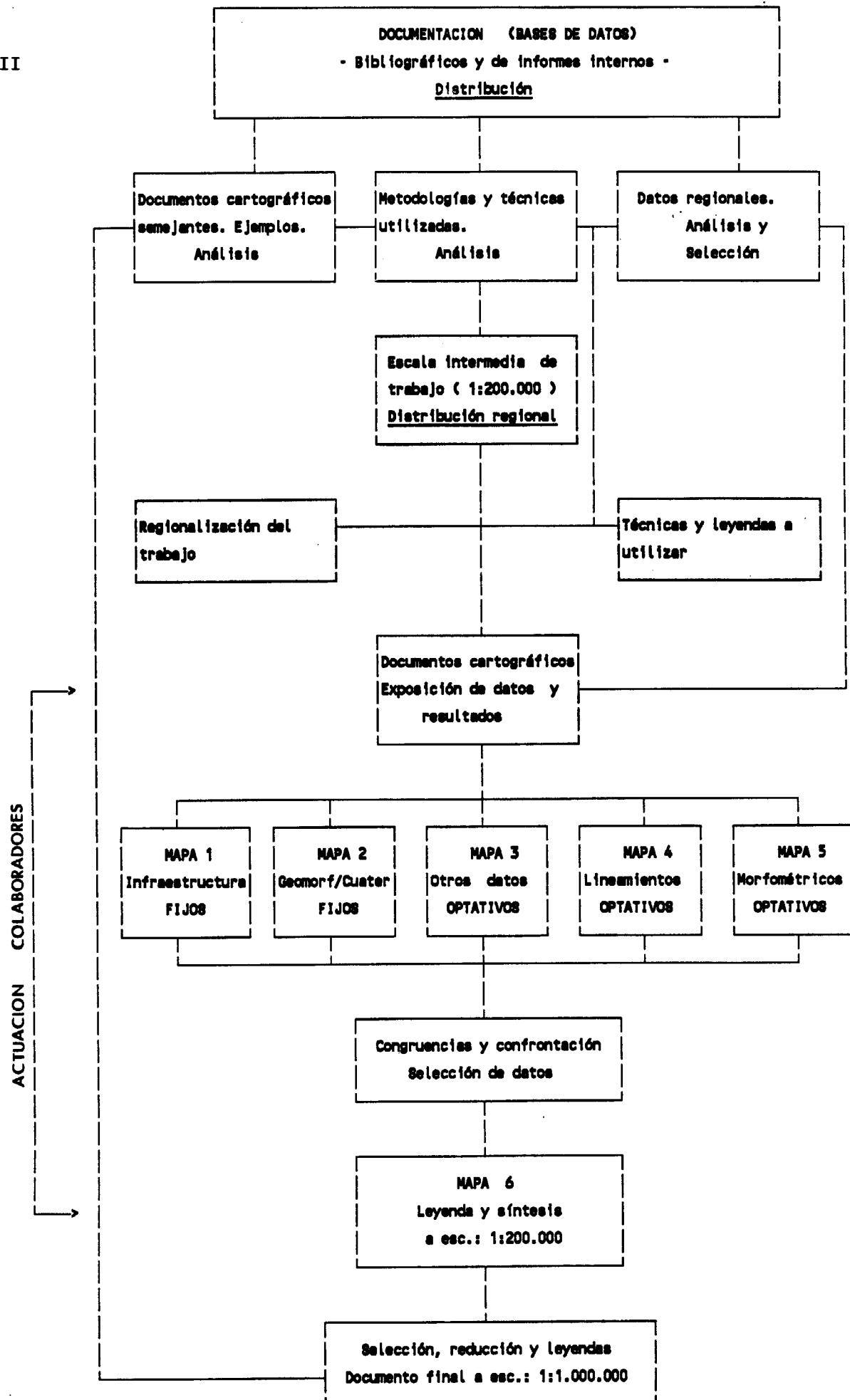
Esta etapa o fase preliminar, a menudo minimizada, o formando parte de una rutina formal, es aquí muy importante, y ha consistido en una amplia recogida de documentos, así como en su análisis crítico y en muchos casos exhaustivo. Piénsese que la mayor parte de los datos que se han utilizado estaban ya previamente publicados o proceden de diversos proyectos realizados para otros fines.

Toda la información bibliográfica seleccionada y recogida ha ido a parar a una "Base de Datos Bibliográficos" dividida en tres líneas temáticas.

- Ejemplos de otros países sobre la utilización de técnicas en neotectónica, y de documentos similares publicados en diferentes países.
- Publicaciones sobre metodologías y técnicas utilizadas de carácter general.

FASES METODOLOGICAS

CUADRO II



- Publicaciones sobre el territorio español referentes a estudios que incidieran en la temática que nos ocupa.

Se han consultado documentos similares, realizados a diversas escalas, de Japón, Rumania, USA, Nueva Zelanda, URSS, China, Venezuela, Polonia, Francia e Italia, entre las que destacamos:

- Quaternary Tectonic Map of Japan. National Research Center for Disaster Prevention, (1969).
- Neotectonia Map of Tokio. T. Takimi, Y. Kinugosa et M. Kimura (1.973).
- Active Faults in Japan (Main Island). Geological Survey of Japan (1.978)
- Active Fault in around Japan. The distribution and degree of activity. The Research Group of Active Faults of Japan c/o Department of Geography. Tokio Metropolitan University (1.980).
- Neotectonic map of Japan 1:500.000. Geological Survey of Japan (1.982).
- Carta Neotectónica a escala 1:1.600.000 de Rumania. T. Brandador, G. Ghema, M. Sandulesco y M. Stepanescu (1.971).
- Preliminary Map of young faults U.S. (1.975).
- Maps of vertical crustal movements in the conterminous United States over the last 10 million years. United States Geological Survey (1.983).
- Late Quaternary Tectonic Map of New Zealand. New Zealand Geological Survey (1.977).
- Mapa Neotectónico del Mundo a escala 1:15.000.000, Lab. de Neot. y Sismotectónica. Univ. de Moscú (1.984).
- Synthèse néotectonique del Sud-Est. de la France a 1:1.500.000, J. Fourniguet (1.984).
- Mapa de deformaciones plio-cuaternarias de la Cuenca Mediterránea. s.l. a 1:2.500.000. H. Philip (1.984).
- Mapa Neotectónico de Venezuela. J.P. Soulas (1.986).
- Carta de Sintesi Neotettonica dell'Italia a 1:1.500.000. Consiglio Nazionale delle Ricerche (1.985).

Igualmente se han consultado y recopilado gran cantidad de libros, revistas especializadas y separatas referentes a técnicas utilizadas en la detección de deformaciones neotectónicas, sus características o su edad.

Entre las revistas especializadas destacamos:

Tectonophysics, Recent Crustal Movements, Geotectonics, Bull. INQUA Neotectonics Commission, Quaternary Research, Zeitschrift for Geomorphologie N.F., Journal Geophysics Research, Geografía física e

Dinámica Quaternaria, Soil Science, Rev. Geogra. Phys. Geol. Dyn, Geol. Soc. Am. Bull, Geol. Rundschau, Geology ...

Y entre los libros:

Quaternary dating methods, Mahaney, W.C. (1.984), Tectonic geomorphology, de Morisawa & Hack (1.985), Active Tectonics, Nacional Academy Press, Washington (1.986), The origin of Arcs, Wezeli, F.C. (1.986), Recent Earth Movements: An introduction to Neotectonics, Vita-Finzi, C. (1.986), Earth's Changing Surface, Selby, M.J. (1.983), Earth rheology. Isostasy & Eustasy, Mörner M.-A. (1.980), Problems of Morphotectonics Int. Geog. Union, Bulgaria (1.983), Perspectives on Dynamic Earth, Paton, J.R. (1.986), Tectonic and Landforms, Ollier, C.D. (1.981), Mechanism of Graben Formation, Illies, J.H. (1.981), Global Tectonics and Earthquake Risk, Lomnitz (1.974), Geomorphology in arid regions, Doebring, D.O. (1.977), Mega-Geomorphology, Coates, D.R. (1.983), Models in Geomorphology, M.S. Waldenberg (1.985), Manual of detailed Geomorphological Mapping, J. Demek (1.972).

Además de las Actas de los Coloquios y Seminarios, tales como:

Coloquio Internacional de Orleans de 1.977, Coloquio "Niveaux marins et tectonique quaternaires dans l'aire mediterraneenne", 1.980, Seminario sobre Neotectónica. Univ. Compl. de Madrid, Coloquio Internacional sobre Metodologías y aplicaciones de la Neotectónica, Orleans, 1.988, Jornada sobre Neotectónica y su aplicación de riesgos de emplazamientos energéticos e industriales (1.983) ...

Con referencia a los datos regionales, se han consultado la cartografía más reciente a escala 1:50.000 (M.A.G.N.A.), así como multitud de trabajos, tesis y documentos internos, de empresas y Organismos oficiales. Destacan entre ellos, los del "Fondo documental" del ITGE, que nos han proporcionado datos sobre: Geotermismo, Perfiles eléctricos, Sondeos, Gravimetría y Magnetismo. Igualmente se han utilizado los perfiles sísmicos de REPSOL.

3.3.3. Selección de la escala intermedia de trabajo: técnicas a utilizar y regionalización.

Para la expresión y recopilación de los datos se ha considerado conveniente escoger la escala 1:200.000, por varias razones:

- Existencia de una infraestructura geográfica y geológica. Aunque la infraestructura geológica existente a esta escala es antigua en su mayoría, se ha puesto al día a partir de los datos del proyecto MAGNA

(esc. 1:50.000) en los aspectos que interesaban a la época neotectónica.

- La existencia a dicha escala de imágenes de satélite, lo que permite una transferencia de datos fácil y cómoda.
- Por tratarse de una escala intermedia entre la cartografía geológica de detalle del M.A.G.N.A. (1:50.000) y la escala final a la que se llevaran los datos principales (1:1.000.000).
- Ser una escala apropiada para la informatización y posterior utilización en proyectos de Ingeniería Civil y Política Pública en áreas geográficas determinadas. De hecho, ya han sido utilizadas en varios de ellos.

De las técnicas utilizadas, se han considerado las más clásicas, teniendo en cuenta la existencia o no de una cobertura suficiente de datos adquiridos o descubiertos dentro del territorio hispano. Estas técnicas o métodos se describirán comentadas al tratar de los documentos cartográficos, y su contenido.

Se realizó una distribución geográfica en base a:

- Contexto geológico.
- Área de trabajo de los distintos colaboradores.
- Personal integrante del equipo básico.
- Límite de áreas coincidiendo con los límites de Hojas 1:200.000

Y así se distribuyó al trabajo en las siguientes zonas (fig.3.3.-I):

- Zona I - Galicia-Cornisa Cantábrica.
- Zona II - Catalánides-Pirineos-Islands Baleares.
- Zona III - Cuenca del Duero-Cuenca del Tajo-Sistema Central.
- Zona IV - País Vasco-Iberia-Cuenca del Ebro.
- Zona V - Hercínico-Sierra Morena.
- Zona VI - Beticos-Ibérico.
- Zona VII - Béticas-Cuenca del Guadalquivir.
- Zona VIII - Islas Canarias.
- Zona IX - Plataforma continental.

Parte de estas zonas fueron contratadas total o parcialmente a diversos colaboradores (fig.3.3.-II).

La Zona I ha sido rastreada en sus datos fundamentalmente por el equipo base, con la colaboración del Laboratorio Geológico de Laxe.

La Zona II ha sido realizada en su mayor parte por el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Barcelona.

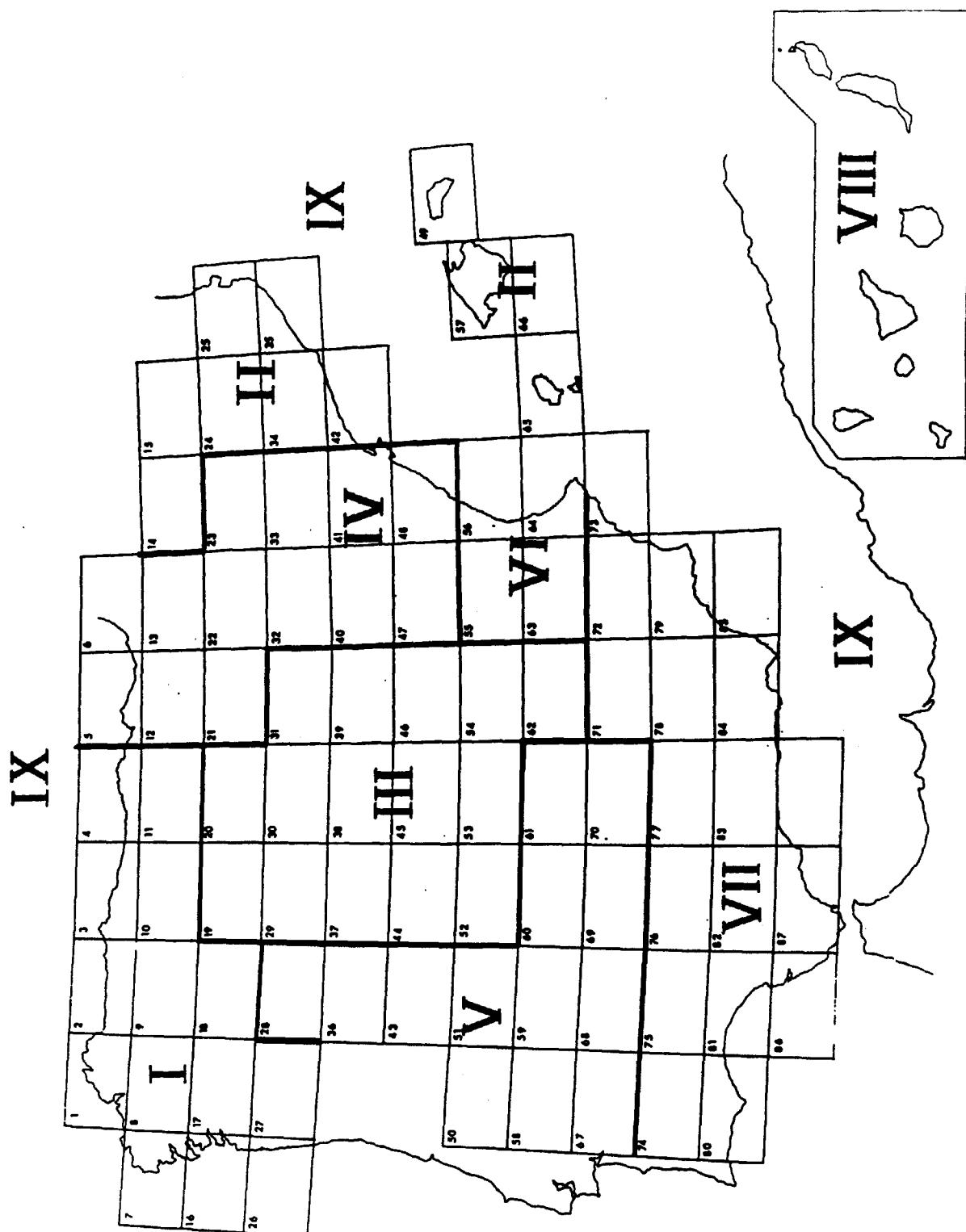


Fig. 3.3.-I.

ESQUEMA DE LAS COLABORACIONES CONTRATADAS

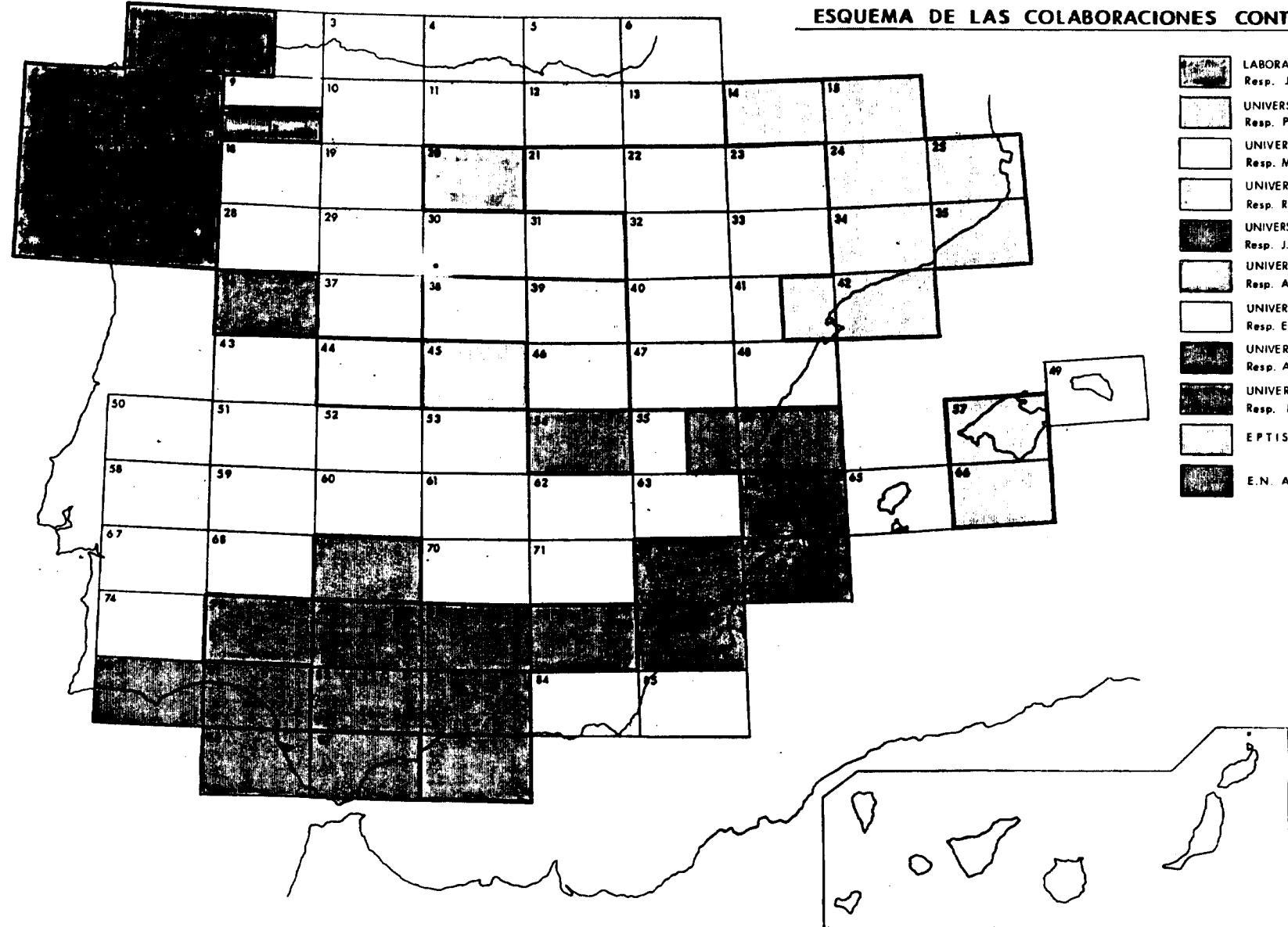


Fig. 3.3.- II

La Zona III, completada en su mayor extensión por el equipo base, con la colaboración del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, en el Sistema Central y Área de Madrid.

La Zona IV ha sido elaborada en casi su totalidad por el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza.

La Zona V ha sido por completo realizada por el equipo base con algunas colaboraciones puntuales del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Sevilla y de la Empresa Nacional ADARO.

La Zona VI ha sido realizada por el equipo base con la colaboración de los equipos de Geomorfología de la Universidad Complutense de Madrid y de Tectónica de la Universidad de Alicante.

La Zona VII por el equipo base con la colaboración del equipo de Geomorfología en la Universidad Complutense de Madrid, en la zona oriental y occidental y de algunos investigadores del Instituto Andaluz de Geología (C.S.I.C.) y otros.

La Zona VIII ha sido realizada por el Departamento de Petrografía de la Universidad Complutense de Madrid en su mayor parte.

Los datos del "offshore" en la Zona IX han sido elaborados por el equipo de trabajo en colaboración con el Dep. de Geología Marina del ITGE.

3.3.4. Documentos cartográficos y su contenido a escala 1:200.000.

Todos los datos elaborados y seleccionados se acoplaron a los siguientes documentos cartográficos o mapas a escala 1:200.000:

- Mapa 1. - De infraestructura geológica y geo-estructural.
- Mapa 2. - Geomorfológico y/o del Cuaternario.
- Mapa 3. - Otros datos en relación con la Neotectónica.
- Mapa 4. - De lineamientos.
- Mapa 5. - Geomorfométricos.

Estos han sido los documentos que en el caso más completo han sido realizados para cada cuadricula a escala 1:200.000 del territorio español. No obstante, teniendo en cuenta la escasez de algún tipo de información en diversas áreas y la dificultad de realización rápida de los mismos en otras, se ha considerado obligatorio completar los dos primeros, conveniente la de los cuatro primeros, y dejar el quinto para aquellas áreas con suficientes datos representativos.

3.3.4.1. Mapa 1. De infraestructura geológica y geo-estructural.

Lo que se representa:

- Formaciones anteriores a la época neotectónica (en blanco o con escaso realce). Dentro de estas se destacan los materiales con características mecánicas particulares (arcillas, evaporitas, filitas...).

Dentro de las estructuras que afectan exclusivamente a estos materiales se destacan las fallas (preferentemente las normales y en desgarre) en trazo negro.

- Formaciones de la época neotectónica: Cartografía de cada una de las formaciones fundamentalmente en base a su cronología (en color).

Sobre ellas se cartografiaron igualmente las estructuras tectónicas que las afectan, así como las principales direcciones de esfuerzos puntuales derivados del análisis estructural. Todos estos accidentes llevan distinto color según su edad.

Técnicas utilizadas:

Fundamentalmente:

- Estratigrafía y/o Geocronología.
- Sedimentología.
- Tectónica y/o análisis estructural.

La aplicación de las técnicas de datación, ya sean relativas o absolutas es de particular importancia para conocer la edad de los terrenos (o formas) deformados por las fracturas o accidentes tectónicos. Sin este dato difícilmente podemos establecer si un movimiento pertenece a estructuras activas, medianamente activas, o por el contrario se trata de estructuras antiguas de escaso relieve neotectónico.

Para las dataciones relativas se han utilizado las Zonaciones de Foraminíferos planctónicos (zonas de BLOW, 1.969), las Zonaciones de Nannoplancton (Zona de MARTINI, 1.971), macrofauna, microvertebrados (Unidades de MEIN, 1.979), así como perfiles paleomagnéticos. Todo ello viene expresado en el Cuadro I, así como su correspondencia a "grosso modo" con la escala de edades absolutas.

Los problemas se plantean cuando no existen formaciones de la época neotectónica o cuando las que existen no están datadas, o su datación es difícil o muy costosa. Este es el caso de muchos rellenos de cuencas

continentales, que aunque se sospeche que puedan ser total o parcialmente de la época neotectónica no se tiene certeza de ello (Galicia, Extremadura ...). En estos casos se han realizado muestreos para la búsqueda y estudio de la fauna de microvertebrados, pero los resultados no han sido lo fructíferos que se esperaba.

El método Paleomagnético, que consiste en medir el magnetismo remanente, ofrece muy buenos resultados por cubrir todo el Cuaternario, pero necesita del apoyo de otros métodos, ya que no es de datación absoluta, sino relativa. También se han realizado varios perfiles paleomagnéticos, que apoyados en la bioestratigrafía han dado buenos resultados en algunas regiones.

En las dataciones absolutas se han utilizado trazos de fisión, K-Ar y $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$.

El método de trazo de fisión requiere material contenido uranio (zircon, esfena, apatito, etc.). Está basado en la continua acumulación de huellas (zonas estriadas) causadas por retroceso de los productos de fisión del uranio. Está sujeto a errores debido a la mala identificación de las huellas.

El método K/Ar requiere distintas fases del K_{40} tales como feldespatos, mica y vidrio. Se basa en la descomposición del K_{40} a Ar_{40} . Esta sujeto a errores debido al exceso de Argón, pérdida del mismo y contaminación.

Ambos métodos fueron utilizados para las dataciones del volcanismo según se expresa en la bibliografía existente al respecto y que se relaciona al tratar del mismo (apartado 4.2.).

Para las dataciones de las terrazas marinas del Cuaternario se ha utilizado el método de desequilibrio radiactivo $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$. Este método es válido para los últimos 250.000 años con lo que queda cubierto el Pleistoceno superior y la parte final del Pleistoceno medio.

Para el Holoceno se ha utilizado el C^{14} .

El muestreo ha sido realizado sobre la fauna (*Glycymeris* y *Strombus*) que contienen las terrazas marinas. Gracias a ello se ha podido obtener la tasa de movimiento para la costa mediterránea de la Península y del Golfo de Cádiz durante los últimos 100.000 años. (Zazo *et al.*, 1.987), datando el episodio correspondiente al Tirreniense III, según se expresa en el Plano nº 3, Síntesis Neotectónica de la Península Ibérica.

Interesa también conocer la paleogeografía y el ambiente sedimentario en que se han depositado las formaciones cartografiadas, ya que el origen de muchas de las cuencas existentes y su evolución está condicionada por la actividad neotectónica. (SE de España) (fig. 3.3.-III), hecho que se traduce en las características y distribución de los sedimentos. Este conocimiento de las características y formas del deposito ha permitido diferenciar por ejemplo, las pendientes deposicionales de los basculamientos o accidentes tectónicos.

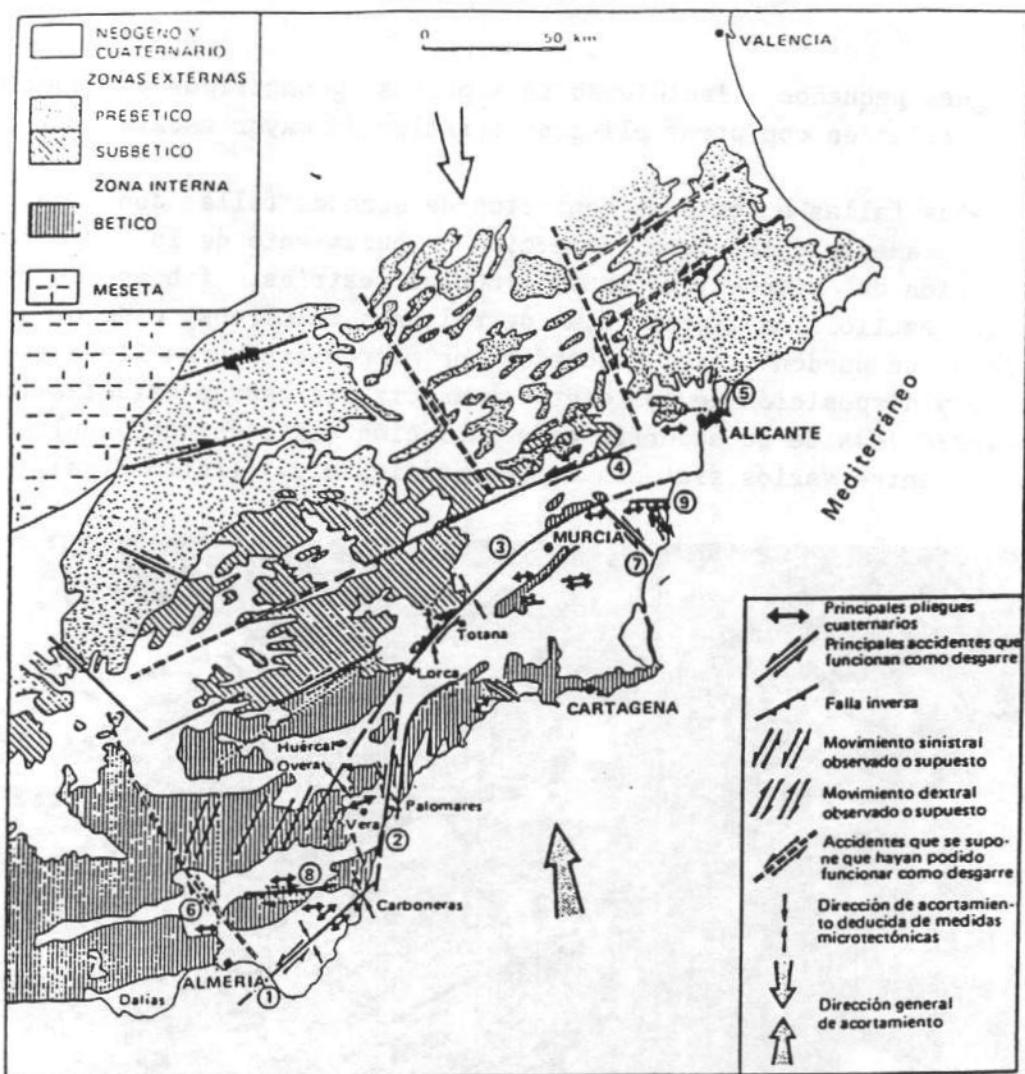


Fig. 3.3.-III.- La fase de compresión cuaternaria en las Cadenas Béticas orientales (según BOUSQUET y PHILIP, 1976 b). 1: Accidente de Carboneras. 2: Accidente de Palomares. 3: Accidente de Alhama de Murcia. 4: Accidente de Abanilla. 5: Accidente de Serra Grossa. 6: Red de fallas de El Alquián. 7: Falla de San Miguel. 8: Falla de Lucainena de las Torres. 9: Zona de accidente del bajo Segura.

Los métodos de análisis estructural utilizados, tanto por nosotros, como en la bibliografía consultada, se pueden dividir en dos grupos según la escala de trabajo. El primero de ellos se refiere a escalas grandes y medianas, adecuado para estructuras generalmente cartografiadas y utiliza su metodología. El segundo estudia estructuras pequeñas, a escala de afloramiento y que no son visibles en la cartografía. La metodología de este segundo grupo tiene ya características que le son propias. Dentro de este ámbito debe citarse el análisis de diversos datos con ordenador para establecer un tratamiento estadístico (Carey *et al.*, 1974; Etchecopar, 1984). Estos estudios, cuya finalidad es el establecimiento de las condiciones cinemáticas y dinámicas que controlan las deformaciones neotectónicas, se han aplicado a:

- Pliegues pequeños, incidiendo en aspectos geométricos y genéticos, como su relación con otros pliegues o fallas de mayor escala.
- Pequeñas fallas o sectores concretos de grandes fallas donde se toman sistemáticamente datos como: dirección y buzamiento de la superficie, orientación de microestructuras lineales (estrias, fibras de yeso, calcita, estilolitos), presencia de rellenos calcáreos o de otra naturaleza que pueden estar afectados por microestructuras lineales, de brechas y disposición de los cantos y matriz, de bandas cataclásticas y características de su superficie de foliación (extracciones, pulimento, relación entre varios sistemas de superficie, etc.) (fot.3.3.-a).



Foto 3.3.-a .- Medida de estrias en un plano de falla del sistema de la falla mayor de Lorca-Alhama de Murcia. (Foto. J. BASUR).

- Diaclasas donde se pueden observar procesos de relleno y disolución.
- Población de fracturas (microfallas y diaclasas), al objeto de establecer su jerarquización en distintos sistemas y su relación con accidentes de fractura de mayor rango (fot. 3.3.-b).

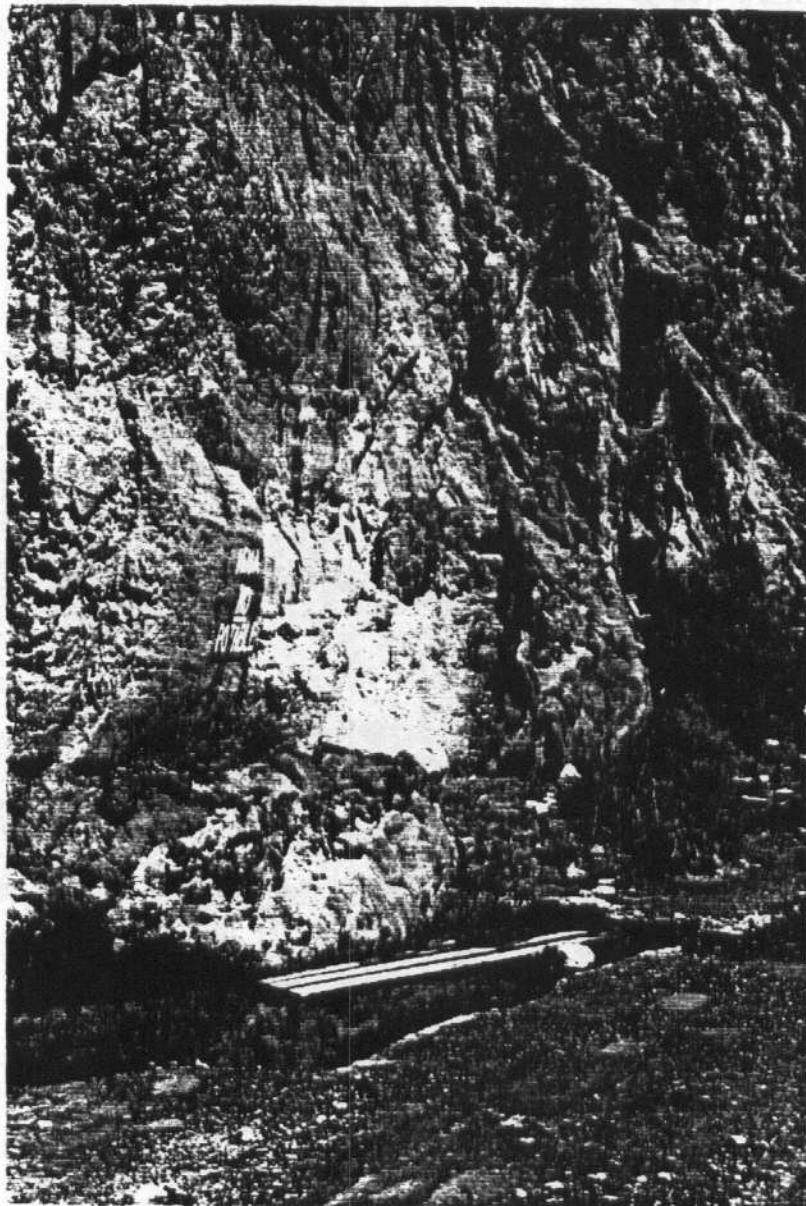


Foto 3.3.-b.- Cruce de varios sistemas de fallas de diferente época en la carta de la región de Murcia, al O. de Bolnuevo.
(Foto J. BAENA).

- Cantos estriados en niveles conglomeráticos, por disolución parcial producida simultáneamente con la compresión tectónica. Estudio estadístico de la dirección de estrías que permita la reconstrucción cinemática de las deformaciones y reconstruir el estado de esfuerzos sucesivos en esa región (Estevez y Sanz de Galdeano, 1984) (fot.3.3.-c).

Documentación usada y nuevas realizaciones.

Para completar este documento se han consultado todas las cartografías publicadas, especialmente la cartografía geológica a escala 1:50.000 (MAGNA) más reciente con la que se ha completado y retocado la antigua cartografía geológica a escala 1:200.000. Igualmente se han consultado numerosas tesis y trabajos referentes a estratigrafía, geocronología, sedimentología y tectónica de los materiales de la época neotectónica.



Foto 3.3.-c.- Cantos con estrías horizontales en los conglomerados pliocenos de la Rambla de Lebor (Murcia). Foto J. BAENA.

Se han realizado numerosos estudios de análisis estructurales, así como dataciones por foraminíferos, perfiles paleomagnéticos, y, microvertebrados. (En este último caso con resultados muy dispares).

3.3.4.2. Mapa 2. Geomorfológico y/o del Cuaternario.

Lo que se representa.

Este documento a escala 1:200.000 representa un mapa geomorfológico y del Cuaternario un tanto especial. En él se expresaron las formas, depósitos y rasgos geomorfológicos directa o indirectamente relacionados con la neotectónica. En este sentido, no se recogen los símbolos tradicionales de un mapa geomorfológico normal, sino que se enfatizan los de posible o directa relación con la neotectónica. Es pues un mapa morfo-tectónico, obviando aquellos rasgos de origen exclusivamente climático, o a priori no vinculados con movimientos recientes. Los símbolos van en negro, excepto cuando su génesis sea exclusivamente neotectónica que va en rojo.

Técnicas utilizadas.

La técnica utilizada aquí es la aplicación de los criterios geomorfológicos en la detección de los movimientos recientes. Esta técnica es muy utilizada en todos los casos ya que permite detectar los efectos de la neotectónica a falta de dataciones precisas de las formaciones o bien cuando no son visibles los accidentes que las producen, y su análisis y reconocimiento directo es difícil y/o imposible de realizar. Los tratados de geomorfología general y estructural hace tiempo que vienen recogiendo, con mayor o menor profundidad, los aspectos de la interrelación entre formas y estructuras recientes (Ollier, 1981; Morisawa & Hack, 1.985; ...).

En el trabajo "Criterios Geomorfológicos aplicados a la Neotectónica", de Goy, J.L., Simón y Zazo publicado en la monografía de la Soc. Esp. de Geomorfología nº 2 (1989) se hace una descripción sucinta de estos Criterios.

Se realiza pues una cartografía geomorfológica previa de los depósitos de edad cuaternaria, en la que se representa no solo las diferentes unidades geomorfológicas (abanicos, glaciares, terrazas, playas, superficies, etc.) sino las relaciones espacio-temporales que existen entre ellos. El estudio de los sedimentos cuaternarios permite de una manera más directa llegar al conocimiento de la génesis y de los procesos que dan origen a las formas actuales y así poder llegar a la reconstrucción de las formas pasadas, que por otra parte suelen conservarse como tales cuerpos geométricos para los dos últimos millones de años. Ello posibilita el detectar las anomalías geomorfológicas que se hayan producido en una zona tectónicamente activa, observando el

actual estado del dispositivo geométrico y espacial, número de secuencias, tipo de pendientes y distribución de facies originales.

Mediante la aplicación de técnicas especiales tales como dataciones isotópicas (Th/U, C_{14}), medidas paleomagnéticas, aplicación de índices geomórficos (gradiente del Talweg, grado de sinuosidad de los frentes montañosos, relación anchura/altura de valle), pueden deducirse, si no una cuantificación exacta de los movimientos, al menos tendencias (elevación-subsidencia) de los mismos. Existen multitud de anomalías geomorfológicas ligadas a la actividad de las fallas, que pueden ser agrupadas en amplios conjuntos, tales como (fotos 3.3.-d y e):



Foto. 3.3.-d.- Lomos de obturación ligada a la falla Lorca - Totana (Murcia). (Foto J. BAENA)

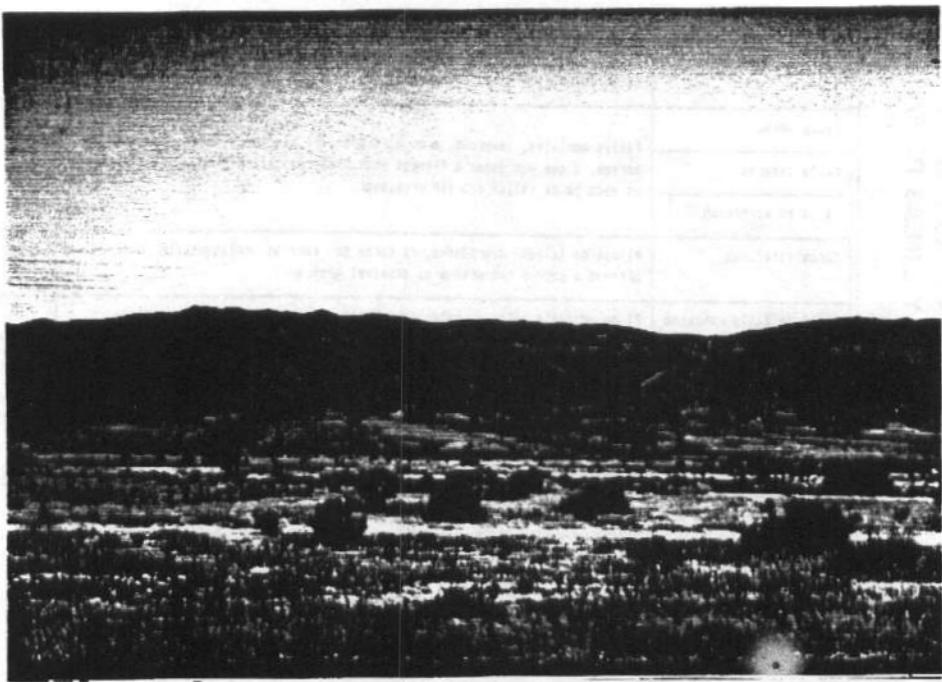


Foto.3.3.-e.- Fallas de dirección E-O. afectado a los materiales cenozoicos de la cuenca de Tabernes (Almeria). Los abanicos aluviales superpuestas y las facetas triangulares apuntan a que estas fracturas han funcionado recientemente. (Foto J.BAENA).

- Anomalías ligadas a escarpes y líneas de fallas.
- Anomalías ligadas a la red de drenaje.
- Anomalías ligadas a formas del depósito.
- Anomalías ligadas a la disposición geométrico/espacial de las formaciones superficiales.

El Cuadro III detalla y explica estos tipos de anomalías, al que acompañamos su expresión geomorfológica (figs 3.3.-IV, V, VI y VII).

También se utilizan las terrazas marinas y las superficies de erosión como marcadores o indicadores de neotectónica, pero ello se expresará en el Mapa 5.

Documentos usados y nuevas realizaciones.

A parte de los documentos de carácter metodológico general, solo se han podido consultar y aprovechar aquellos trabajos, ya sean de tesis o de revistas especializadas, que incluían estudios geomorfológicos de algunas regiones peninsulares. Igualmente se han aprovechado la cartografía geomorfológica que actualmente se realiza acompañando a la cartografía geológica del MAGNA a escala 1.50.000. No obstante, esta labor es muy reciente, y tenemos pocos documentos.

CLASES DE ANOMALIAS	DENOMINACION	SIGNIFICADO NEOTECTONICO	GRADO DE CERTEZA EN INDICACION ACTIV. TECT.	EXPRESION GEOMORFOL.
ANOMALIAS LIGADAS A ESCARPES Y LINEAS DE FALLA	Falla/Falla probable con reflejo morfológico	Fallas o líneas que dan lugar a alineaciones de inflexiones de la red de drenaje, de collados, desplazamientos de crestas planas, o que controlan la morfología de la línea de costa.	MEDIO	1
	Falla normal	Fallas normales, inversas, o en dirección que afectan a depósitos cuaternarios, o que dan lugar a frentes montañosos rectilíneos, o que presentan un escarpe de falla aún sin erosión.		2
	Falla inversa		ALTO	3
	Falla en dirección			4
	Caras facetadas	Planes de fallas degradados, en forma de facetas triangulares, por los arroyos o cauces que drenan el desnivel generado.	ALTO	5
	Plano de falla exhuasiado	Plano de falla antiguo, exhuasiado actualmente por los procesos erosivos.	BAJO	6
	Loma de obturación	Características de fallas en dirección, se generan como consecuencia de la individualización de un bloque levantado paralelo a la falla, que puede llegar a obturar el desagüe del frente montañoso generado.	ALTO	7
ANOMALIAS LIGADAS A LA ACTIVIDAD DE DRENAGE	Valle colgado	Se generan cuando existe una inflexión del perfil longitudinal de los arroyos muy brusca ocasionada por un escarpe de falla.	ALTO	8
	Inflexión de la red de drenaje	Se generan como consecuencia del desplazamiento de la red de drenaje por fallas en dirección, en las proximidades de los frentes montañosos, o por adaptaciones de la red de drenaje a fallas preexistentes como líneas de drenaje preferente, en el interior de los macizos montañosos.	MEDIO	9
	Deflección de la red de drenaje	Se generan como consecuencia del desplazamiento de la red de drenaje por fallas en dirección, o por la presencia de lomas de obturación que crean deflexiones falsas e incluso invertidas.	MEDIO	10
	Cauce decapitado	Se generan como consecuencia de un desplazamiento muy grande de la red de drenaje, por fallas en dirección, dando lugar a la desconexión de los cauces con sus cuencas de recepción.	ALTO	11
	Difusión de la red de drenaje	Se generan por la existencia de elevaciones, ó basculamientos diferenciales, en las formaciones superficiales asociadas a los frentes montañosos, produciéndose una migración del drenaje hacia zonas con mayor pendiente, abandonando los cauces preexistentes.	BAJO	12
	Codos de captura	Se generan como consecuencia de la captura de un arroyo por otro, con mayor potencial erosivo, en la mayoría de los casos esto está provocado por cambios de nivel de base originados por la actividad de fallas...	MEDIO	13
	Rectificación de la red de drenaje	Se generan como consecuencia de la adaptación de la red de drenaje a fallas preexistentes, o de nueva creación, como líneas de drenaje preferente.	BAJO	14
ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS LIGADAS A FORMAS DE DEPOSITO	Cambio brusco en el perfil longitudinal de los arroyos	Se generan como consecuencia de la existencia de un sistema de fallas paralelas, o por una única falla con actividad a impulsos, escalonando el perfil longitudinal de los arroyos.	MEDIO	
	Encajamiento anómalo de la red de drenaje	Se generan por una incisión brusca de la red de drenaje en los macizos montañosos, de manera que los atraviesan transversalmente, a menudo reflejan fósiles de antecedencia, ó de capturas ligadas con fósiles regionales, ó locales.	BAJO	15
	Basculamiento	Basculamiento anómalo de las formaciones superficiales, causado por la actividad de fallas.	ALTO	16
	Pend. anómala por exceso	Pendientes anómalas de las superficies deposicionales de las formaciones superficiales, bien por exceso ó por defecto, causadas por fallas que afectan a la formación superficial.	ALTO	17
	Pend. anómala por defecto			
	Contra, siente	Caso extremo de las pendientes anómalas por defecto, en la que la pendiente de la formación superficial va en sentido contrario al de la pendiente deposicional.	ALTO	18
	Flexura	Se genera como consecuencia a la actividad de una falla del sustrato que no llega a cizallar a la formación superficial, porque se refleja en cambios de las superficies deposicionales de estas.	ALTO	19
AN. DISPOSICION GEON/ESP. FORMACIONES SUPERFIC.	Anticinal	Pliegues anticinales ó sinclinales de las superficies deposicionales de las formaciones superficiales, que normalmente, a pequeña escala, están ligados a la actividad de fallas.	ALTO	
	Sinclinal			
	Superposición de F. Superficiales	Superposición de depósitos causada por una elevada subsidencia en la cuenca, o por una tasa de elevación del frente montañoso superior a la tasa de encajamiento de los arroyos que la drenan.	ALTO	20
AN. DISPOSICION GEON/ESP. FORMACIONES SUPERFIC.	Encajamiento de F. Superficiales	Encajamiento de depósitos causada por una subsidencia pequeña en la cuenca, o por una tasa de elevación del frente montañoso inferior a la de encajamiento de los arroyos que lo drenan.	MEDIO	21
	Solape de F. Superficiales	Solapeamiento de depósitos, causados por una proximidad entre las tasas de elevación de los frentes montañosos y de encajamiento de los arroyos que lo drenan.	MEDIO	22

CUADRO III

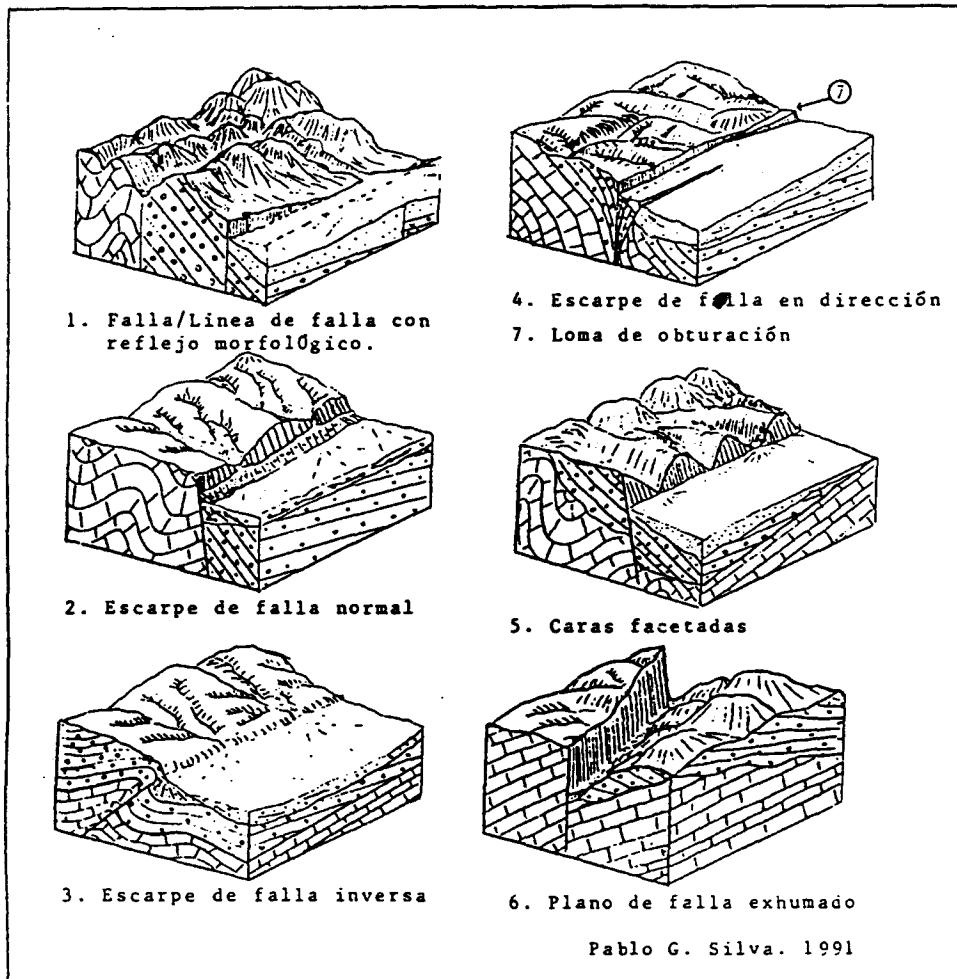


Fig. 3.3.-IV.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a escarpes y líneas de falla.

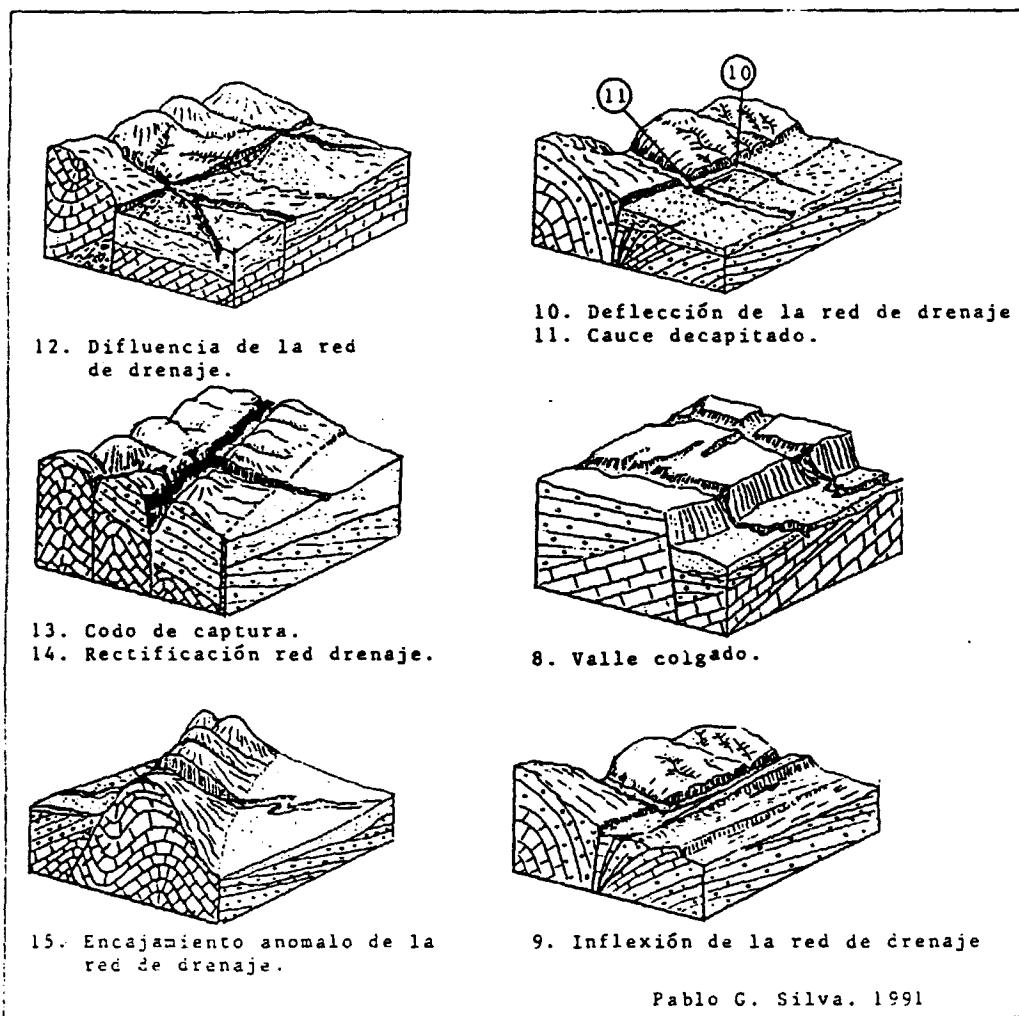


Fig. 3.3.-V.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a la red de drenaje.

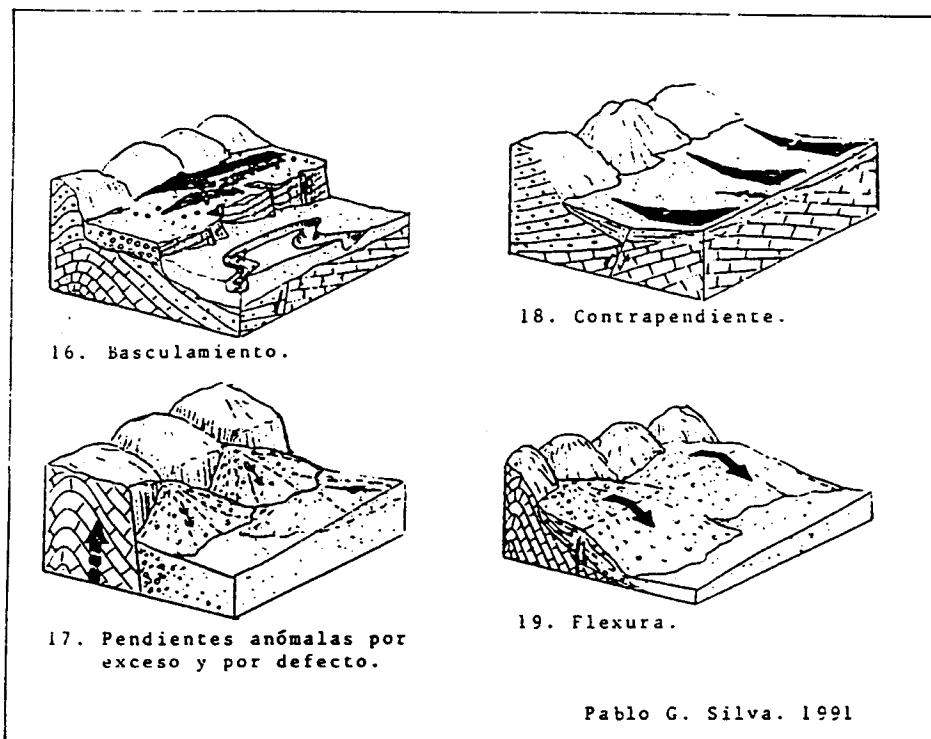


Fig. 3.3.-VI.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a formas de depósito.

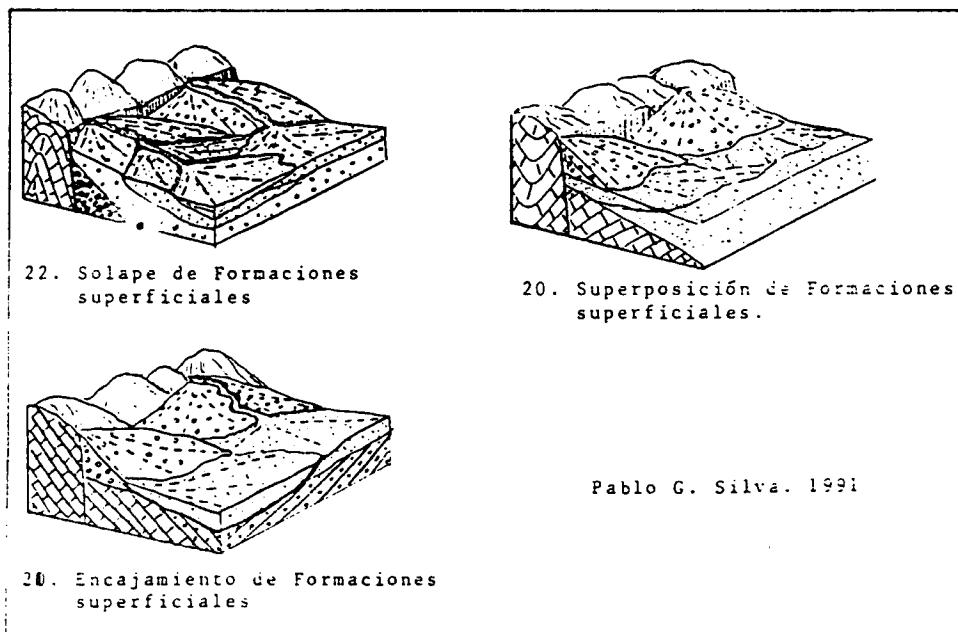


Fig. 3.3.-VII.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a la disposición geométrico/espacial de las formaciones superficiales.

Debido a la escasa cobertura que existía sobre la geomorfología del territorio español, al menos a la escala adecuada para el análisis morfotectónico detallado, se ha tenido que realizar mediante el análisis de las fotos aéreas convencionales y con el apoyo de estudios de campo, el barrido de amplias áreas en la búsqueda de algunos indicios de actividad neotectónica, sobre todo en aquellas en que sólo estas técnicas podrían indicarlos.

3.3.4.3. Mapa 3. Otros datos en relación con la Neotectónica.

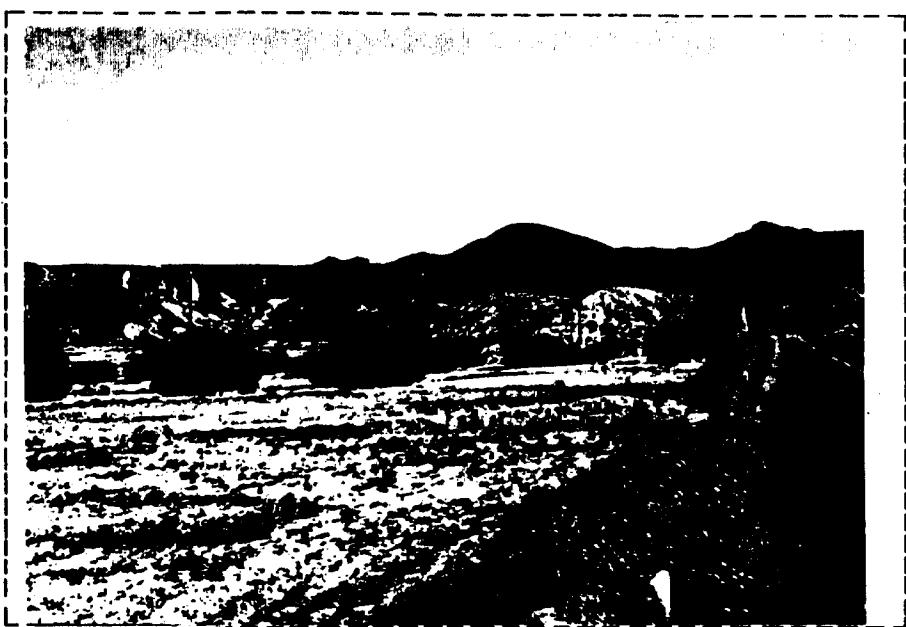
Lo que se representa:

Se incluyen aquí datos de índole muy diversa, tales como:

- Datos geotérmicos (manantiales, sondeos, línea de flujo térmico ...).
- Datos de alteración geoquímica por escapes de fluidos, en materiales de la época neotectónica.
- Datos geofísicos profundos, que proporcionen información sobre naturaleza y potencia de la corteza, así como de la existencia de zonas anómalas en ella.
- Datos de prospección geofísica que aporte información sobre la existencia de fallas recientes encubierta, así como de la potencia de las formaciones de la época neotectónica.
- Tasas de erosión/sedimentación e isobatas más significativas en formaciones de la época neotectónica.
- Datos arqueológicos/históricos que indiquen movimientos.
- Datos obtenidos por métodos instrumentales (geodésicos, de medidas de esfuerzos "in situ", ...).
- Situación de puntos de interés neotectónico con ficha explicativa (fot. 3.3.-f).

Técnicas utilizadas.

- Las variaciones geográficas en las temperaturas de las aguas de los manantiales, y sondeos, así como en los flujos térmicos se deben a numerosos factores, la mayoría de ellos con connotaciones neotectónicas, tales como el adelgazamiento de la corteza, la concentración de energía tectónica (edad de la última orogenia), la presencia de fracturas importantes que facilitan el ascenso de agua caliente, el ascenso de materiales profundos más calientes (diapiros salinos), la existencia de procesos magmáticos recientes, los ascensos por descompensación isostáticas etc.
- La utilización de las técnicas geofísicas para conocer la naturaleza y potencia de la corteza es sumamente importante, desde el punto de



८

Breve descripción de los rasgos neotectónicos :

Facetas triangulares o trapezoidales en las rocas volcánicas de la Cuenca de Vera. Denuncian el paso de la Falla N-10°E de Palomares que llega a afectar al Pleistoceno.

Autor: J. BAENA

Referencias bibliográficas : Tesis de J.Ch. ALVADO (1986)

Negativo o/y
Diapositiva

MAPA 1:200.000 Ficha N°

ALMERIA
GARRUCHA 84-85

1

Hoja 1:50.000 N° 10.15

Long : 1° 47' 40"

Lgt. $37^{\circ} 18' 30''$

Paraje : Carretera de Cuevas de Almanzora a Aguilas
(por el Estrecho de Alifraga).

**Croquis geológico y geográfico de la situación del punto.
E = 1:50,000**

Holocene

plio - PLEISTOSER

PLIOCENO
INF - MEDIO

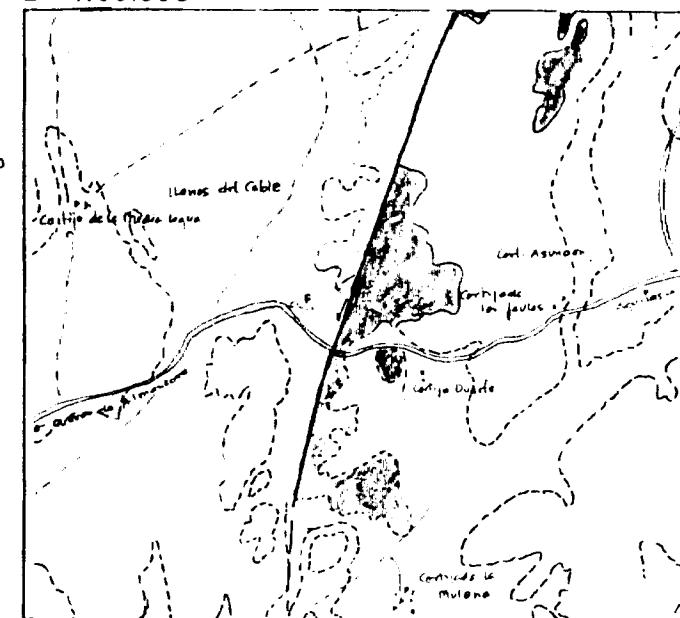
MESSINENSE



VOLCANISM AND PIRATICISM



ALPUIA RIDGE



Fot. 3.3.- f.- Ejemplo de ficha de interés neotectónico

vista neotectónico, ya que esta actividad tiene sus principales raíces precisamente allí donde se unen distintos tipos de corteza, o donde existen anomalías en la misma.

- La utilización de los datos de prospección geofísica convencionales, es enorme, sobre todo allí donde solo estos pueden detectarnos fracturas significativas, o donde los accidentes recientes están cubiertos por agua o depósitos aun más recientes. Los mismos se utilizan para conocer los depocentros sedimentarios relacionados con subsidencias diferenciales
- Los datos sobre deposición y erosión, aunque de difícil cuantificación pueden ser buenos indicadores de elevaciones o subsidencias diferenciales en algunos sectores.
- Los datos prehistóricos y/o históricos también son de gran interés para el conocimiento de los movimientos recientes, (zonas portuarias hundidas o levantadas, indicios de paleosismicidad, etc.).
- Las mejores técnicas para una aproximación objetiva y cuantitativa a los movimientos neotectónicos son los métodos instrumentales, métodos que por desgracia no han sido utilizados en España suficientemente.

La geodesia ofrece diversas posibilidades para el estudio de movimientos verticales y horizontales, ya sea por comparación de medidas de nivelación con varias décadas de intervalo (cosa que ha sido utilizada en Francia por Fourniguet) o por las medidas continuas mediante aparatos con láser, de nivelaciones o triangulaciones. Todo ello permite describir de una manera completa los movimientos actuales, siempre que se tengan en cuenta los efectos a loctonos o antrópicos que puedan influir en esa medida, y que se comparan con los recogidos por otros métodos.

Al conocimiento del campo de esfuerzos actual nos podemos aproximar mediante medidas realizadas "in situ", tanto en galerías como en sondeos, mediante la utilización de diversos aparatos.

Documentos usados y nuevas realizaciones.

Todos los datos utilizados para este Mapa, excepto el reconocimiento de algunos puntos de interés Neotectónico, así como la reinterpretación de algunos datos de geofísica, han sido recogidos de la información existente en la bibliografía o en documentos internos de la Base Documental del ITGE, y de REPSOL, y de otros organismos o empresas.

3.3.4.4. Mapa 4. De Lineamientos.

Lo que se representa.

Se diferencian en diversos colores:

- a) Lineamientos importantes por su longitud que afectan a diversos materiales y formas del relieve, y que atraviesan en muchos casos la estructura mega-morfológica regional.
- b) Lineamientos que afectan tanto a las cuencas neógenas como a los materiales más antiguos.
- c) Lineamientos propios de borde de cuenca.
- d) Lineamientos que afectan exclusivamente a los materiales de la cuenca.
- e) Lineamientos en relación con la red hidrográfica y el trazado de la costa.
- f) Lineamientos que afectan a materiales antiguos o de origen desconocido.

Técnicas utilizadas.

La técnica utilizada es la diferenciación según amplios criterios de los grandes lineamientos visibles en las imágenes de satélite, mediante los programas recientes de Teledetección espacial, que permiten debido a su escala, la visualización sinóptica de grandes áreas, y por tanto, la detección de lineamientos y grandes estructuras de difícil percepción en el terreno.

Documentos usados y nuevas realizaciones.

Se han utilizado los datos de un programa paralelo que realizaba el departamento de Teledetección del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, habiéndose realizado en muchos casos una reinterpretación de las imágenes de acuerdo con el conocimiento geológico regional.

3.3.4.5. Mapa 5. Mapa Morfométrico.

Lo que se representa:

Según las áreas y los datos que de ellas se tenían se representa:

- Mapa de contornos estructurales o de morfoisohypsas.
- Mapa de cumbres.
- Áreas de elevación y subsidencia (a partir de datos obtenidos en los anteriores documentos).

- Alturas de forma y depósitos que originalmente presentaban las mismas cotas (superficies, terrazas, etc.).
- Datos de la plataforma marina o de mar adentro que puedan reflejar actividad neotectónica.
- Tasas de movimientos significativos obtenidos también a partir de los anteriores documentos.

Técnicas utilizadas.

Las técnicas utilizadas aquí son también de carácter geomorfológico, pero en ellas es importante la utilización de los mapas topográficos. En el caso de las superficies estructurales o de erosión, estas técnicas sirven para distinguir las formas mayores del relieve a través de una generalización de sus contornos. El trazado de las morfoisohypsas, está basado en el principio de la eliminación de los modelados exógenos postneotectónicos, tanto deposicionales como denudacionales, y la reconstrucción de la superficie "primaria" pre-neotectónica, mediante el uso del mapa topográfico. Los mapas de morfoisohypsas no restan atención, por tanto, a las formas secundarias de origen exógeno y sólo revelan las grandes irregularidades correspondientes a estructuras tectónicas de diversa consideración que quedan expresadas en el relieve, y que han sido activadas en tiempos recientes.

En el caso de España se ha elegido la superficie "fundamental" fini-pliocena, por su presencia en amplios sectores del Sistema Ibérico.

El Mapa de Cumbres viene a ser una representación descriptiva del relieve, expresado fundamentalmente por una superficie envolvente que toque los puntos más altos del terreno de acuerdo con ciertos criterios. Es de gran utilidad para obtener una visión general de las formas del relieve y estimar el papel de los movimientos más recientes.

Las terrazas marinas son buenas indicadoras de la neotectónica. Por ello es importante identificar las máximas transgresivas de los diferentes episodios marinos sobre la mayor distancia posible y observar las variaciones altimétricas de las mismas. Si podemos efectuar una datación absoluta de estas de los episodios podemos obtener datos bastante fiables sobre tasas de movimientos recientes (Plano nº3).

Documentos usados y nuevas realizaciones.

Se han consultado todos los documentos bibliográficos existentes a la vez que se han completado datos sobre morphoisohypsas de algunos sectores de la Ibérica, así como de las terrazas marinas del Sureste Español.

3.3.4.6. Análisis de la congruencia: Mapa de Síntesis 1:200.000.

La aproximación a la realidad neotectónica ha necesitado la utilización de multitud de métodos y técnicas complementarias, como las expresadas en los documentos anteriormente descritos. Ninguna de ellas es, por sí sola, suficiente para describir y cuantificar la evolución neotectónica de cualquier región. El nivel de precisión de los resultados es muy variable.

Si poseemos suficientes resultados de muy diversa índole, es la convergencia obtenida comprobando los resultados de distintas procedencias la que nos permitirá construir un escenario espacio-temporal congruente de la evolución neotectónica. El análisis y confrontación de estos datos permitirán precisar los límites de fiabilidad de los resultados.

Como reflejo de ello se han obtenido el MAPA 6 de Síntesis de cada área a escala: 1:200.000, en el que se han seleccionado los datos más significativos. El significado y calidad de estos documentos es muy variable como variables son la cantidad y calidad de los datos sobre los que nos hemos basado (ver fig. 3.4.3.- XVII).

3.3.5. Documento final a escala 1:1.000.000. Leyenda.

Teniendo en cuenta la escala, los datos disponibles, y las consultas realizadas sobre documentos semejantes en otros países, se ha confeccionado el Mapa Neotectónico de España a escala 1:1.000.000, según la leyenda que a continuación se describe:

3.3.5.1. La leyenda:

En ella se ha representado: Unidades cartográficas y Símbolos.

Unidades cartográficas:

Se han distinguido los materiales terciarios de las cuencas anteneotectónicas como marco de referencia, así como los materiales correspondientes a la época neotectónica para delimitar las cuencas que han sido activas durante este período.

Se ha creado una unidad aparte con las rocas volcánicas de la época neotectónica y se ha distinguido a grandes rasgos su edad debido a las importantes implicaciones geodinámicas que conlleva el volcanismo.

En las cordilleras Béticas se han distinguido aquellos materiales diafíricos o que pueden actuar como niveles de despegue (Triásico). Esta dis-

tinción está justificada debido a que la tectónica reciente induce en numerosos casos el diapirismo y el deslizamiento de masas sobre dichos niveles.

En las volcanitas de la época neotectónica se ha distinguido, cuando ha sido posible, la edad de los eventos con una letra.

Símbolos.

Además de los accidentes tectónicos convencionales se han incluido varios específicos como son:

- Falla supuesta. Cualquiera de los símbolos de estructuras siguientes en trazo discontinuo indica que se trata de una estructura oculta (deducida por métodos geofísicos: sísmica, S.E.V., gravimetría, etc.) o probable.
- Falla con indicación de bloque hundido. En determinadas circunstancias, como por ejemplo, cuando se trata de fallas muy verticalizadas cuya actuación se ha deducido por criterios geomorfológicos (p.e. deslizamiento de una superficie de erosión), resulta difícil conocer si la componente principal del movimiento de una falla es normal, direccional o inversa, sabiendo sin embargo cuál ha sido el bloque hundido y cuál el levantado. Es por esta razón que se ha adoptado este símbolo, habiendo sido especialmente utilizado en el Macizo Hespérico.

Cuando en una zona existe una o varias familias de fallas numerosas de escala mesoestructural (entendemos como tales a aquellas fallas apenas representables en el mapa habida cuenta de la escala 1:1.000.000 del mismo) o cuando existe una alta densidad de fallas y pequeño espaciado entre ellas, se ha adoptado un símbolo que sintetiza su representación como un cuadro en el que se inscriben las direcciones de las principales familias, sus relaciones de corte y su edad mediante el color correspondiente.

Se entiende como diaclasas sistemáticas a aquellas familias de diaclasas que, con orientación constante, se distribuyen en extensas áreas. Su origen, por lo tanto, no depende de factores puntuales como topografía, tipo de material, etc. sino que ha de responder a condicionantes tectónicos regionales.

Como ya se ha dicho anteriormente, la actividad neotectónica puede inducir y desencadenar fenómenos diapiricos, por ello se han representado los diapiros así como las manifestaciones diapiricas de carácter puntual más importantes, aunque no sean auténticas estructuras neotectónicas (esto sucede ampliamente en las Cordilleras Béticas).

Además, conviene resaltar dónde existen estructuras producto de diapirismo para no caer en el error de confundirlas con verdaderas estructuras tectónicas, ya que en ocasiones, la actividad diapírica, aun sin tener relación con actividad tectónica alguna, produce estructuras similares a las estructuras neotectónicas (fallas, pliegues, basculamientos). Así sucede en la cuenca del Ebro y borde suroccidental pirenaico. Para diferenciarlas de las auténticas estructuras neotectónicas, pues su significado geodinámico es diferente, se han señalado con una "D" inscrita en un cuadrado.

En cuanto a direcciones de esfuerzo/deformación, se han resumido los diferentes regímenes tectónicos en 4:

- La distensión/extensión horizontal en una dirección es dominante sobre la compresión/acortamiento horizontal (regímenes tectónicos de distensión no radial).
- La compresión/acortamiento horizontal en una dirección es dominante (regímenes tectónicos de compresión no radial).
- Existen dos ejes horizontales, uno de distensión máxima y otro de compresión máxima (régimen tectónico de desgarre).
- La distensión horizontal es dominante pero no existen ejes localizados y constantes de distensión máxima (régimen tectónico de distensión radial).

Las direcciones de esfuerzos se han obtenido mediante análisis poblacional dinámico de fallas (se obtienen los ejes de compresión y de distensión) o mediante análisis o criterios cinemáticos (se obtienen los ejes de acortamiento y de extensión).

Se han representado los máximos y mínimos gravimétricos regionales porque dan idea de las regiones con tendencia al hundimiento y a la elevación respectivamente, atendiendo exclusivamente a criterios de compensación isostática.

Se señala la presencia de paleosismitas en aquellos lugares donde la ausencia de otros marcadores neotectónicos las convierten en el único testigo de actividad neotectónica próxima mediante antiguas fallas sísmicas (ámbito del Macizo Hespérico septentrional).

Los manantiales y sondeos termales representados son los existentes en el Archivo de Aguas del I.T.G.E., con temperaturas iguales o superiores a 20°C para los manantiales. Para los sondeos, la temperatura mínima

considerada depende de la profundidad del sondeo y de la corrección debida al gradiente geotérmico. En general, para los sondeos se ha seguido un criterio más restrictivo pues las imprecisiones sobre su temperatura son mayores.

El símbolo de sentido de migración lateral de terrazas se ha utilizado en los casos en que presentan sistemáticamente el mismo carácter y pueden implicar movimientos neotectónicos a gran escala, como por ejemplo basculamientos regionales.

Colores de los símbolos.

Los símbolos que representan estructuras o procesos dinámicos y estados de esfuerzo/deformación pueden ir, además de en color negro, en otros colores de acuerdo con su edad.

Dado que la edad de una estructura o de un material afectado no siempre se conoce fehacientemente, se han utilizado dos colores para estos casos: uno para cuando se sospecha que el movimiento o parte de él ha sido en la época neotectónica pero no se tienen pruebas concluyentes y otro para cuando se sabe que ha sido en la época neotectónica pero no se puede precisar más su edad.

Se han representado en el mapa en color negro las estructuras anteneotectónicas más importantes: fallas y principales cabalgamientos. Las primeras porque aunque no se hayan conseguido pruebas de su funcionamiento durante la época neotectónica no implica que no hayan rejugado en mayor o menor grado durante la misma o que no puedan rejugarse en un momento dado; además ayudan a hacerse una idea del esquema de fracturación general.

Los cabalgamientos principales ayudan a situar regionalmente el resto de los símbolos.

3.4. CARACTERISTICAS NEOTECTONICAS REGIONALES.

3.4.1. Macizo Hespérico y cuencas asociadas.

En este apartado se tratarán los datos y problemática relativos a la actividad neotectónica investigada en esta amplia región que comprende más de la mitad del territorio nacional. Para ello se consideran cuatro sectores o unidades geográficas:

- Noroeste peninsular
- Meseta Norte

- Sistema Central
- Meseta Sur, Montes de Toledo y Sierra Morena.

En todos ellos existe la misma problemática en relación con la escasez de dataciones sobre los sedimentos terciarios y cuaternarios, de forma que en la mayor parte de los casos se desconoce la posición estratigráfica de la isocrona correspondiente al inicio del periodo neotectónico considerado. Por ello en la elaboración del mapa neotectónico (ver leyenda) se han agrupado dichos materiales en dos conjuntos:

- Materiales de la época neotectónica.
- Terciario indiferenciado que en algunos casos puede alcanzar el periodo neotectónico.

Con ello se evita una innecesaria complejidad cartográfica que podría dificultar la visualización de los datos de neotectónica.

En el mapa Neotectónico 1:1.000.000 estos datos de neotectónica (anomalías, estructuras, etc.) aparecen con alguno de los tres colores: verde, azul y rojo, que tal como se ha indicado en la introducción de esta memoria, corresponden a las edades: Mioceno, Plioceno y Cuaternario, de los sedimentos afectados por dichas estructuras. Por ello dichas estructuras no aparecen con una datación real sino tan solo con la edad máxima posible.

Dentro del Macizo Hespérico las tres edades contempladas en la metodología de este Proyecto pueden corresponder a los tres conjuntos sedimentarios que se indican a continuación:

- A) Tramos más altos de las series arcósicas, y series arenosas y conglomeráticas de los bordes de las cuencas mayores y de la totalidad o gran parte de las cuencas menores. Series evaporíticas del interior de las cuencas (Mioceno superior-Plioceno).
- B) Abanicos culminantes de las series arenosas y conglomeráticas (rañas) y en algunos sectores sistemas aluviales encajados, con morfología de terrazas. (Plioceno-Cuaternario antiguo?).
- C) Sistemas de terrazas y otros depósitos aluviales y coluviales (Cuaternario).

Además de los accidentes y rasgos de neotectónica "datados" (colores: verde, azul y rojo), se han considerado como "de posible actividad en la época neotectónica" aquellos accidentes y anomalías que afectan a materiales de edad neógena o anterior o algunas fallas de primer orden

(por presentar gran continuidad, desnivelar antiguas superficies de erosión, etc.) pero que no aparecen afectando o selladas por sedimentos de edad conocida, dado que dicha actividad no puede ser confirmada ni tampoco excluida.

Desgraciadamente este factor de incertidumbre es el caso más frecuente y es la consecuencia lógica del carácter prácticamente azoico de los sedimentos continentales que recubren parte del Macizo Hespérico, circunstancia que condiciona también el desconocimiento de la edad precisa de los movimientos alpinos anteriores al periodo neotectónico.

Por otro lado también hay que tener en cuenta que los trabajos cartográficos disponibles y realizados sobre el Macizo Hespérico y las cuencas asociadas (fundamentalmente las hojas geológicas del Plan MAGNA) han tratado de forma somera los aspectos relativos a la evolución alpina y más aún la evolución neotectónica, con excepción de algunas de las hojas geológicas realizadas recientemente.

Dado que la confección de este mapa se basa en la recopilación de dichos documentos así como en algunos reconocimientos parciales sobre el terreno los datos obtenidos no son exhaustivos y constituyen tan solo un primer avance para trabajos posteriores.

Sin embargo en el resto de la España peninsular la información es mucho más completa, especialmente en la Cordillera Ibérica, Levante y SE gracias a los numerosos trabajos realizados por diversos autores, en sectores donde además existe un mayor número de datos cronoestratigráficos, junto con una actividad neotectónica muy superior a la registrada en el Macizo Hespérico.

3.4.1.1. Noroeste Peninsular.

La Cordillera Cantábrica se corresponde con la parte más septentrional del Macizo, enlazando hacia el Oeste con el Sistema Galaico-Portugués.

La Cordillera como dominio orográfico adquiere su identidad con el ciclo Alpino y como consecuencia de la convergencia de las Placas Europea e Ibérica (Eoceno sup.) con subducción incipiente hacia el Sur de la litosfera oceánica bajo Iberia (Boillot y Malod, 1.988), estructurándose a "grossomodo" como un conjunto de bloques E-O que compartimentan tanto el continente como el margen continental.

La intensidad y continuidad de los procesos erosivos que acompañan al levantamiento ha dado lugar a potentes formaciones sin-orogénicas que llenan la Cuenca del Duero al Sur y la Fosa Marginal Nor-Española.

El modelado cuaternario sigue siendo erosivo, por lo que el relieve actual es un retoque del existente en el Neógeno; de esta forma la distribución de los materiales terciarios y cuaternarios queda claramente configurada: En el borde Sur (Cuenca del Duero) se distribuyen profusamente materiales de los dos conjuntos sedimentarios diferenciados en la cartografía, mientras que en la Cordillera propiamente dicha, los materiales de la época neotectónica no solo tienen poca representación y escasa o prácticamente nula entidad como sedimentos, sino que además, los materiales terciarios (indiferenciados) aparecen notablemente restringidos a determinados sectores; las escasas dataciones se circunscriben a la "Cuenca mesozoico-terciaria Asturiana", correlacionándose el resto de los afloramientos por criterios litológicos y/o geomorfológicos con éstos o con los más próximos de la Cuenca del Duero.

- Sector central Asturiano.

En la cuenca Mesozoico-terciaria Asturiana, el Terciario ocupa el surco de Oviedo-Cangas de Onís, limitado al Norte por la denominada "Franja Móvil Intermedia" relacionada con un accidente profundo que ha motivado la gran movilidad de esta Unidad durante el Mesozoico, así como la fuerte estructuración durante el plegamiento Alpino.

Los materiales cuaternarios corresponden a los aluviales de La Nava y Noreña que ocupan cierta extensión en la parte central del Surco Oviedo-Infiesto.

Las estructuras alpinas aparecen claramente representadas en la "Franja Móvil intermedia" (Ramírez del Pozo, 1.969, a) y en el sistema de fallas NO-SE de las que la más importante es la Falla de Ventaniella (fot. 3.4.1.-a).

La "Franja Móvil Intermedia" es un sector complejo, fuertemente fallado y plegado con vergencia general de los pliegues al Sur; las direcciones predominantes de los elementos tectónicos (fallas, pliegues y cabalgamientos) son NO-SE en la parte occidental y E-O en los sectores central y oriental. El sistema NO-SE corresponde a fallas verticales con hundimiento del bloque Norte y en muchos casos pueden haber sufrido varios rejuegos, llegando a apreciarse desplazamientos de desgarre dextrógiro. Corresponden generalmente a desgarres tardihercinicos.

Respecto a la edad de los movimientos de las fallas se considera (Navarro Vázquez, et al., 1.988) que el primer movimiento corresponde a los desgarres dextros NO-SE (Ventaniella y asociadas) que deben tener una edad ante-Mesozoica, probablemente pérmica aunque con un rejuego claramente posterior al cabalgamiento frontal y más meridional de la Franja Móvil (Oligoceno ó posterior). El movimiento principal de las fallas y cabalgamientos E-O con elevación normalmente del bloque Norte

debió darse en el Oligoceno, siendo la "pudinga de Posada" el sedimento contemporáneo a éstos movimientos.



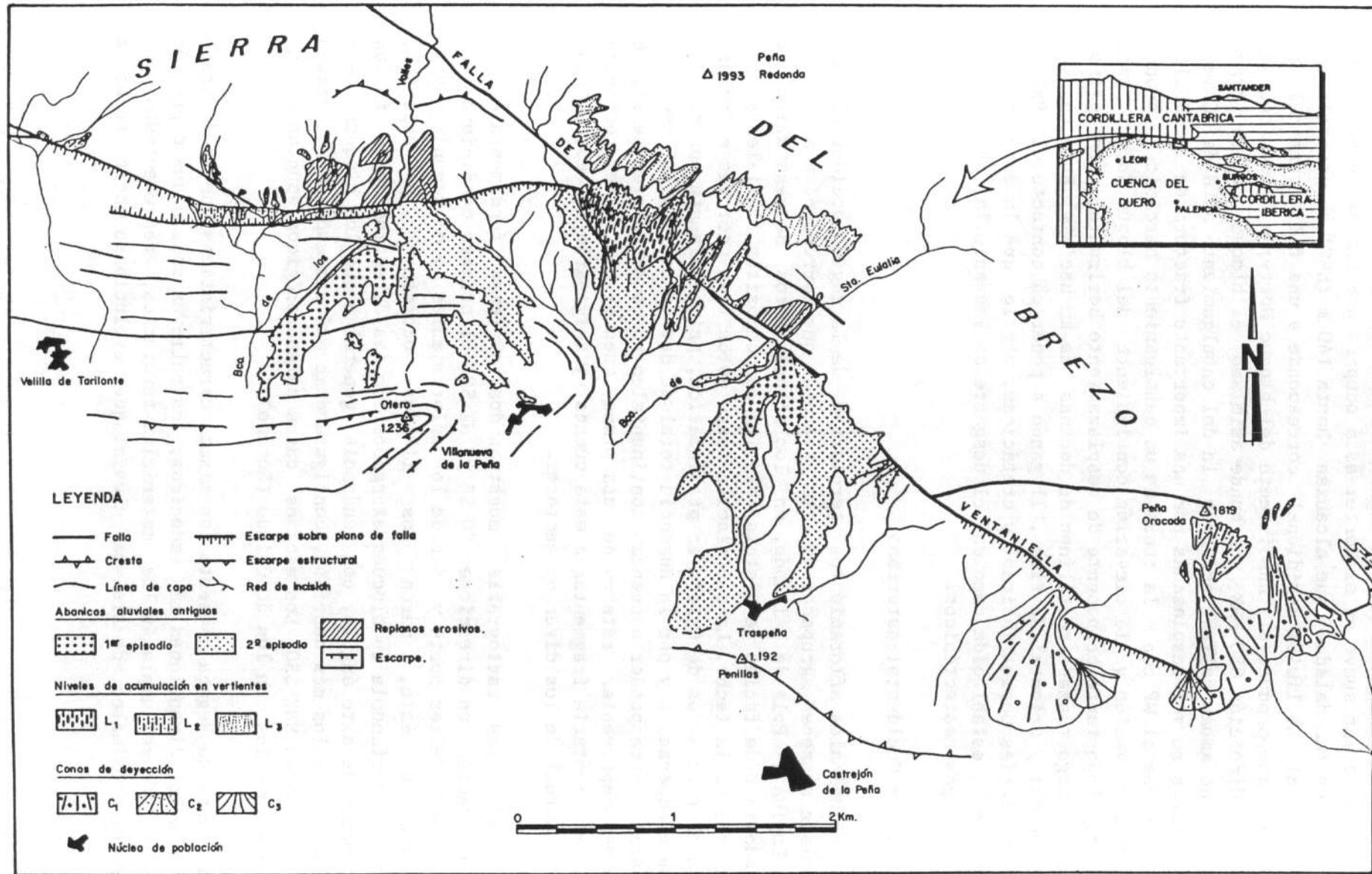
Neotectónica.

La estructura más característica de este sector, y con rasgos neotectónicos más acusados corresponde a la Falla de Ventaniella.

El desgarre de Ventaniella corresponde en realidad a un sistema de fallas NO-SE (N130E) subvertical o buzando al NE, que cruza toda la Cordillera Cantábrica, produciendo un desplazamiento horizontal de 4 km según un movimiento dextro en los materiales paleozoicos, sin embargo en los mesozoicos el arrastre es poco acusado (Lobato, 1.974). En su terminación sur-oriental se aprecian pequeños rejuegos cuaternarios (fig. 3.4.1.-I) (Nozal y Gracia, 1.990).

Investigaciones recientes realizadas en la depresión de Comeya (Farias et al., 1.990) indican que es una "fosa tectónica" asociada a una zona de fracturación alpina. La depresión o poljé de Comeya, se encuentra situada en la vertiente septentrional del Macizo Oriental de los Picos de Europa, junto a los lagos de Covadonga. Con una extensión de 1,2 km² su morfología

Fig. 3.4.1.-I. Esquema geomorfológico del Piedemonte meridional de la Sierra del Brezo (Este de Guardo).



corresponde a la de una forma cerrada por fuertes escarpes en el Sur y Oeste y por una cresta más suave en el Norte; está ocupada por una serie de depósitos recientes (no datados) que alcanzan hasta 140 m (SEV) de potencia en la parte central. El límite meridional corresponde a una falla vertical de dirección E-O que produce el hundimiento del bloque Norte; aparece cortada por otra de dirección OSO-ENE que hunde asimismo el bloque NO. La traza cartográfica de ambas fallas, así como la del cabalgamiento al N de Comeya se encuentran a su vez desplazadas por una importante fractura de dirección NO-SE que se une al NE con la traza de un cabalgamiento hercínico, produciendo su reactivación y la elevación consiguiente del bloque Norte. Esta fractura con importante componente de desplazamiento horizontal dextrógiro, presenta un largo trazado rectilíneo de docenas de km hacia el Este en los macizos Central y Oriental de Picos, llegando a poner en contacto el Paleozoico sobre series permotriásicas y cretácicas, por lo que la edad alpina está claramente establecida como en el desgarre de Ventaniella, no descartándose rejuegos neotectónicos.

- Sector Occidental-Asturiano.

Los principales afloramientos terciarios de la región occidental Asturiana aparecen agrupados en tres sectores que corresponden a Grado, La Espina y Pola de Allande, en los afloramientos se generaliza el predominio de facies de sistema aluvial con depósitos fluviales y lacustres hacia techo. La correlación entre estos tres sectores e incluso con el terciario de Oviedo es problemática, principalmente por su notable separación y por la ausencia total de dataciones. Estos sectores podrían corresponder a cuencas continentales no conectadas entre sí, o pueden representar retazos de una misma cuenca; una fase tectónica postsedimentaria fragmentaria esta cuenca y originaria la estructuración actual de los diversos sectores.

En Grado, las cartografías muestran dos sistemas fundamentales de fracturación con direcciones NO-SE y NE-SO. El primero condiciona los actuales límites Norte y Sur de los afloramientos y el segundo, posterior a éste, marca los límites occidental y oriental, compartimentándola en bloques alargados con esa dirección según fallas normales de alto ángulo, con tendencia general a que los bloques centrales sean los más hundidos, configurándose así una especie de graben de dirección NNE-SSO. Los escasos datos paleontológicos apuntan a correlacionarlos con los de Oviedo (Eoceno).

La cuenca de Begega presenta las mismas características que la de Grado aunque con dimensiones más reducidas; los relieves rodean una depresión en la que se emplazan los materiales terciarios, representados por facies proximales de sistema aluvial que evolucionan hacia techo a

facies de llanura de inundación con carbonatos. El contacto oriental entre estos últimos materiales terciarios y el paleozoico se realiza mediante una falla inversa-cabalgamiento de bajo ángulo vergente al NO.

Los terciarios de la Espina, presentan una disposición elongada siguiendo las directrices estructurales del Paleozoico (NE-SO) y una potencia superior a los 200 m reconocida por sondeos. Están constituidos por cuerpos conglomeráticos intercalados en un conjunto arcillo-limoso de color rojo o verde-grisáceo con abundantes carbonataciones de origen pedogenético; en conjunto son asimilables a un sistema fluvial tipo "braided".

La forma de la cuenca, muy estrecha y alargada y el espesor y el tipo de facies de los depósitos que la rellenan, inducen a pensar que la cuenca debió de ser más extensa por lo que parece evidente una importante tectonización postsedimentaria a favor de un antiguo cabalgamiento hercínico que limita los afloramientos por el Oeste y que ha debido a rejugar como falla inversa de alto ángulo.

Los afloramientos de Pola de Allande aparecen aislados por la erosión, ocupando las crestas divisorias de los diferentes valles. La morfología y las facies (proximales de sistema aluvial, que pasan a fluviales a techo) indican que formaban un área continua que se extendía hacia el N y NE (hacia La Espina). Estos materiales tienen un claro carácter tectosedimentario en el que los ápices de los abanicos se situarian en el accidente de Pola de Allande (NE-SO) cuyo posterior rejuego como falla inversa ó normal (bloque elevado al Oeste) debió desencadenar el comienzo de la sedimentación, estando además en relación con una antigua superficie de erosión que Llopis Lladó y Martínez Alvarez (1.960) consideraron como Oligocena. Fallas paralelas a dicho accidente parece que también han jugado de la misma forma aunque más tardíamente, desnivellando la relictua superficie de los glacis inclinada hacia el E y NE.

Neotectónica.

En resumen, los datos de posible actividad neotectónica que pueden deducirse, estan en función de la edad que se asigne a los sedimentos; en los terciarios del occidente de Asturias, se reconocen discordancias intraformacionales (Grado) o cambios bruscos en la sedimentación de la cuenca (Abanicos de Pola de Allande) inducidos por movimientos tectónicos. La configuración actual de los afloramientos hacen pensar en una fase principal post-sedimentaria que dislocaría la cuenca o cuencas en bloques, aparentemente dentro de un régimen distensivo (fallas normales de alto ángulo) aunque también hay evidencias de compresiones (cabalgamiento de Begega, Pola

de Allande?, la Espina?) que hacen pensar en más de una fase tectónica principal.

- El borde Centro-Meridional de la Cordillera Cantábrica.

De forma general, los procesos tectónicos correspondientes al ciclo alpino provocaron la configuración como relieve de la Cordillera Cantábrica. La importante elevación y el carácter de borde tectónicamente activo correspondiente al borde Sur, han condicionado la sedimentación terciaria adyacente (Cuenca del Duero).

El levantamiento del zócalo paleozoico, realizado a través de sucesivas pulsaciones tuvo lugar mediante el rejuego alpílico de fallas inversas o cabalgamientos (E-O) que provocaron el plegamiento y cobijamiento de los sedimentos mesozoicos y terciarios bajo los paleozoicos. Reflejo de esta actividad tectónica son también las discordancias intraformacionales existentes en los sedimentos de material clástico grueso procedente de la erosión de los relieves creados. La ausencia de dataciones en este tipo de materiales hace que la cronología de los distintas fases tectónicas reconocidas en otros entornos sea muy discutida. No obstante puede indicarse (Colmenero et al., 1.978) que empezaron ya en el tránsito Cretácico-Terciario, existiendo después reactivaciones importantes marcadas por discordancias, atribuyéndose a las fases Castellana o Ibérica (Oligo-Miocena) y Neocastellana ó Guadarrama (Mioceno Inferior-Medio, Intra-Aragonense). En el Plioceno superior, nuevas pulsaciones provocaron la instalación de la Raña.

El sistema fundamental de entrada y distribución de materiales en la cuenca tuvo lugar mediante un conjunto de grandes abanicos aluviales que con diferente desarrollo y composición se solapan y superponen en un lapso de tiempo comprendido entre el Paleógeno Inferior y el Pleistoceno Inferior (Colmenero, et al., 1.981).

A lo largo de casi todo el borde meridional de la Cordillera Cantábrica, tanto los materiales Cretácicos como los terciarios más inferiores (Paleógeno y Neógeno pre-Mioceno superior) presentan en general una estructura monoclinal muy verticalizada y frecuentemente invertida, consecuencia de la actividad de la gran fractura regional de zócalo que constituye el borde Sur de la Cordillera.

Los diferentes estudios geofísicos y los sondeos realizados (Colmenero et al., 1.978; ENRESA, Doc. Resv., 1.987) indican que el plano de falla buza de 75º a 20º hacia el Norte, con una cobijadura de unos 6 km y una estructuración compleja de escamas.

Neotectónica.

La actividad de esta gran estructura compresiva de dirección E-O y que delimita el borde meridional de la C. Cantábrica, ha tenido lugar durante todo el Terciario como ya se ha manifestado anteriormente, sin poder precisar si alcanza el periodo neotectónico considerado. Por otra parte se han encontrado claras evidencias de fracturación neotectónica de carácter distensivo (salto no superior a una decena de metros), de probable edad Pleistoceno inferior en el extremo oriental del frente de cabalgamiento (fig. 3.4.1.-II) (Nozal y Gracia, 1.990).

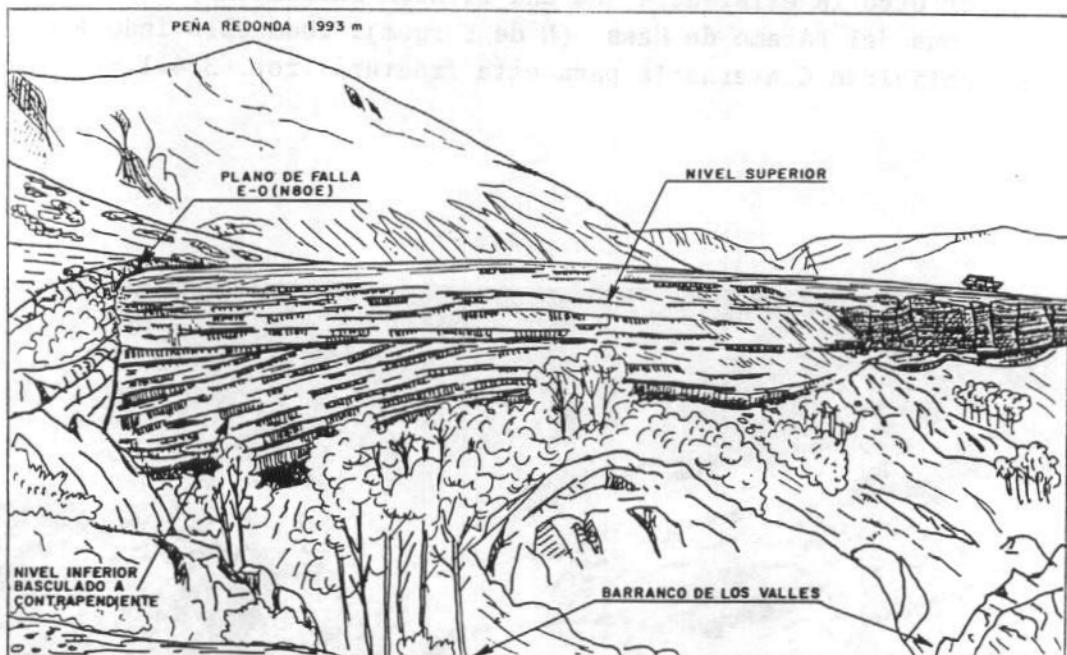


Fig. 3.4.1.-II. Abanico aluvial de los Valles. El nivel superior fosiliza discordantemente al inferior; este último aparece fallado contra la Sierra del Brezo (NO Villanueva de la Peña).

Otras estructuras importantes por sus implicaciones regionales en la estructuración del borde sur de la Cordillera son las fallas de León, de Sabero-Gordón y del Porma.

La falla de León es la más septentrional de ellas. Presenta un trazado general E-O, adoptando en su extremo oriental de acuerdo con recientes cartografías una dirección NO-SE paralela a la falla de Ventaniella; en el extremo opuesto, en el sector de Peña Ubiña sufre una inflexión hacia el NO y llega hasta las inmediaciones de la Plaza (Oviedo). Con anterioridad al

Estefaniense esta falla tiene una componente importante en dirección con movimiento relativo levógiro y otra componente vertical con elevación relativa del bloque N. Con posterioridad al Estefaniense se produjeron rejuegos que determinaron el empotramiento de los sedimentos de dicha edad contra el flanco de falla. Estos rejuegos tuvieron una componente vertical con elevación alternativa de ambos bloques.

En línea con el extremo SE de la falla de León se ha consignado, durante la realización de este Proyecto, por un lado la desnivelación de superficie S₂ (Gracia *et al.* 1990), correlacionable con la Superficie fundamental de la Cordillera Ibérica, con un hundimiento de 75-100 m del bloque NE desnivelando también, aunque con menor cuantía a las rañas de Cervera de Pisuerga y por otro la existencia de una flexión anticlinal, con dirección NO-SE en la zona del Páramo de Masa (N de Burgos). Todo ello induce a considerar una actividad Cuaternaria para esta fractura (fot. 3.4.1.-b).



Foto 3.4.1.- b.- Depósitos de ladera ordenados "grézes y gróizes litées" cuaternarios basculados a contraportante en los inmediaciones de la Falla de León - Santibáñez de Resoba. (Foto F. NOZAL).

La falla de Sabero-Gordón presenta unas características similares a las de la falla de León. Sus trazados son paralelos, tienen el mismo tipo de movimiento, desgarre levógiro y rejuegos verticales, la misma edad hercínica y ambos están relacionados con depósitos Estefanienses. Presentando un claro rejuego vertical alpino cortando a materiales mesozoico-terciarios al sur de Boñar, con un salto aproximado de 400 m (Helmin, 1.965).

La falla del Forma es una fractura de plano subvertical y trazado ENE-OSO que separa la Unidad de Pardamios y el Manto del Esla del resto de las escamas de la Región de Pliegues y Mantos situados hacia el Oeste. Su extremo NE finaliza contra la falla de León y su extremo SO contra la de Sabero-Gordón, aunque es posible que se prolongue más hacia el Oeste limitando la depresión de Riello-Bobía, poniendo en contacto el bloque paleozoico de la Cordillera con los materiales mesozoicos y terciarios del borde N de la Depresión del Duero. El movimiento principal (hercínico) de la falla del Forma tiene una importante componente vertical con elevación relativa del bloque sur y una componente horizontal con juego levógiro. Posteriormente tiene rejuegos alpinos, puesto que el Cretácico y el Terciario inferior están fallados y verticalizados con elevación relativa también del bloque Sur.

Más hacia el Oeste el sistema de fallas N10-40E junto con las E-O han dado lugar a las depresiones tectónicas del Bierzo, Noceda y Fabero, en donde se depositan materiales postorogénicos de edad Estefaniense y con posterioridad sedimentos terciarios. El sucesivo rejuego en la vertical de estos sistemas origina un plegamiento laxo por acomodación a fallas de zócalo, coincidiendo con fallas los límites de los materiales carboníferos y terciarios. En este entorno destaca la falla de Lebriego-Valdesamario con plano alabeado E-O y movimiento principal de desgarre dextral, no obstante, el Sur de Valdesamario se presenta como un cabalgamiento (N110E/40S) del Paleozoico (bloque sur) sobre una serie conglomerática considerada como Raña (Martín Parra, 1.987) y por tanto de edad neotectónica (fot. 3.4.1.-c); sin embargo, por criterios de facies fundamentalmente, consideramos que deben de corresponder a sedimentos terciarios más antiguos, sin descartar, a falta de dataciones que puean alcanzar el periodo neotectónico.

Ya en la propia Cuenca del Duero (ángulo N0) al Sur de Rioseco de Tapia esta falla ha sido reconocida por geofísica, afectando claramente a materiales mesozoicos y terciarios, a pesar de ello, tanto la superficie de Fonsagrada, como los materiales que la conforman (Mioceno sup.-Plioceno) no están afectados lo que apuntaría a una actuación claramente ante-neotectónica.

- El extremo Nor-occidental de la Cordillera Cantábrica.

La Cordillera Cantábrica se prolonga hacia el Oeste como relieve orográfico con rumbo NE-SO en las Montañas Galaico-Leonesas y en la región portuguesa de Tras-os-Montes.

En medio de este relieve destaca la Fosa del Bierzo, circundada por un conjunto de cubetas: Paradaseca, Espinareda, Fabero y Noceda al NO y N, Medulas y Valdeorras al SO.

Todas estas cuencas aparecen en relación con diversas familias de fracturas. En ocasiones los bordes de las cuencas tienen un claro control tectónico, mientras que otros afloramientos corresponden a retazos aislados por la erosión.

El relleno de la cuenca del Bierzo presenta tres conjuntos sedimentarios delimitados estratigráficamente por Herail (1.984), el inferior, Formación Toral correlacionable con el Eoceno zamorano; discordante sobre él, la Formación Santalla (Mioceno?) y por último la Formación Las Médulas de posible edad Mioceno medio-Plioceno. En el resto de las cuencas circundantes aparecen representadas con ligeras variaciones algunas de estas Formaciones.



Foto 3.4.1.-c. Falla de Lebriego - Valdesemario. Pizarras y areniscas cámbricas cabalgando sobre conglomerados terciarios. (Foto F. NOZAL).

Neotectónica.

Las cuencas están claramente delimitadas por fracturas que pueden agruparse en dos familias: NNE a NE y ONO a E-O siendo por tanto estos sistemas los más activos durante la estructuración alpina de este sector.

En algunos casos, los tramos más altos de las Series (Formación Médulas-conglomerados de Plataforma) desbordan y fosilizan las fallas del borde de cuenca; en otros se aprecian escarpes o están afectados por dichas fallas como en Los Barrios de Salas (SE de Ponferrada) donde dicha Formación aparece con buzamientos de hasta 50° hacia el interior de la cuenca del Bierzo, o bien basculada unos pocos grados contra la falla del borde de cuenca (fot. 3.4.1.-d).

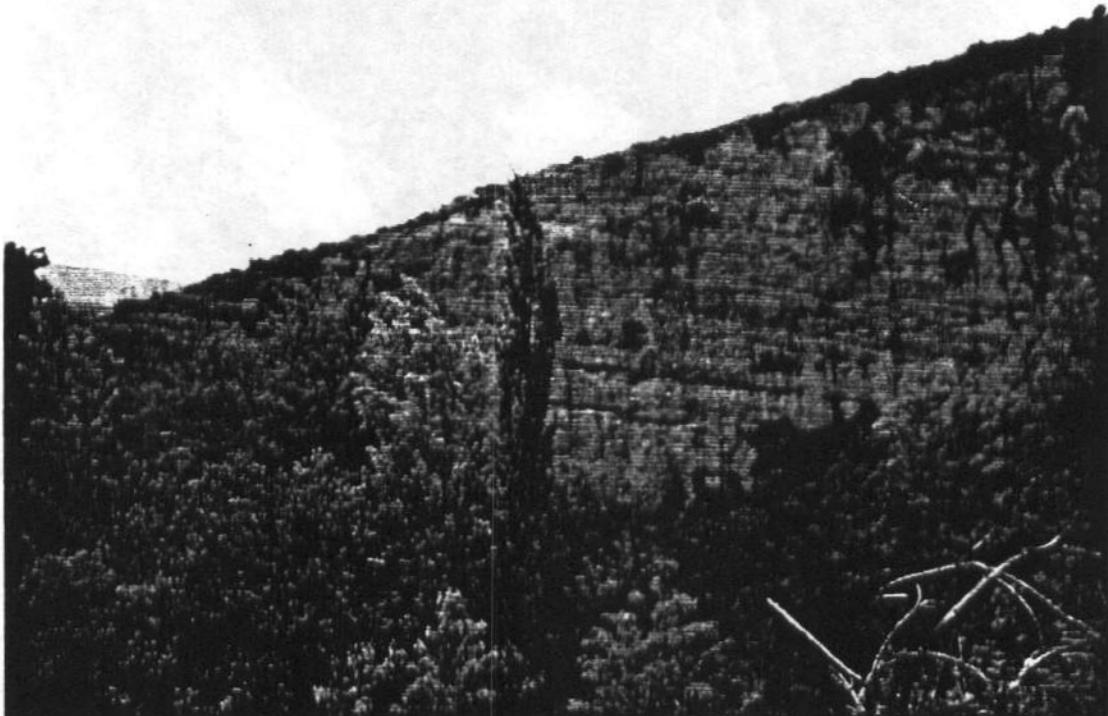


Foto 3.4.1.- d.- Formación "Médulas" basculadas 10° contra la falla del borde de Cuenca - Oleros (Foto F.NOZAL).

La cuenca del Barco de Valdeorras está delimitada por la falla del Sil-Río Cabrera (ONO-ESE a E-O) en su borde sur y por una fractura NNE en su límite Oeste.

La Cuenca de Paradaseca-Finolledo presenta todo el límite NO en contacto por falla con el Paleozoico. Estas fallas presentan una dirección general NE-SO y un movimiento principal vertical, condicionando parcialmente la sedimentación de los materiales terciarios, pero en algunos casos (hacia Finolledo) las "rañas"? aparecen cortadas por fallas de este sistema.



Foto 3.4.1 - e.- Falla de Noceda. Pizarras ordovícicas cabalgando con plano muy tendido a conglomerados y limos rojos terciarios - Villar de las Traviesas. (Foto F. NOZAL).

La Depresión de Noceda muestra el borde norte afectado por un importante cabalgamiento (E-O) con vergencia Sur, del Paleozoico sobre el Terciario cuyo plano puede ser observado (N80-100/20-30N) en Villar de las Traviesas (fot. 3.4.1.-e), afectando a sedimentos asignados al Mioceno superior, pudiendo alcanzar el periodo Neotectónico.

El borde sur de la depresión corresponde a la falla de Lebaniego que según se precisó anteriormente, corresponde a un cabalgamiento con vergencia

contraria, es decir, hacia el Norte (Valdesamario). El bloque (cuenca) de Noceda se presenta por tanto como una "fosa" E-O, limitada por dos cabalgamientos con vergencias opuestas, en la que los materiales afectados (sin datar) pueden alcanzar el periodo neotectónico.

- La región Gallega.

El flanco noroccidental de la gran bóveda que forma la Cordillera Cantábrica y las Montañas Galaico-Leonesas comprende Galicia y parte del litoral occidental Asturiano (Martín-Serrano, 1.990). Indiscutiblemente el relieve gallego no es tan vigoroso como el de la propia Cordillera, conservándose arrasamientos que constituyen la "superficie de erosión principal" de Galicia destacando sobre ella relieves residuales como la Sierra de Serpes o las de Careón y del Faro. La elaboración de esta superficie principal de Galicia se sitúa entre el Mesozoico y el Eoceno por correlación con el zócalo hercínico de Zamora y con los datos de la plataforma continental de Galicia. Esta superficie de erosión está fallada y desnivelada conformándose un conjunto de fosas tectónicas en las que se han conservado los sedimentos terciarios más antiguos o han sido rellenas por depósitos neógenos.

Las principales masas montañosas (Horsts y relieves residuales) y grabens están condicionados por familias de fracturas tardihercínicas con direcciones N-S, NNE-SSO, NE-SO, ONO-ESE y NO-SE.

Las de dirección N-S no dan lugar a grandes relieves, pero marcan importantes accidentes geográficos como la propia costa occidental, el Accidente Meridiano, la Dorsal Gallega, las cuencas terciarias de Tui y Verín, y alineaciones de termalismo.

Las fallas NNE-SSO aparecen bien representadas en el SE gallego, prolongándose en Portugal, donde aparecen valles tectónicos con fuertes escarpes de falla. Coincidén también con importantes manifestaciones termales. Las familias de fallas de dirección NE-SO además de coincidir con la orientación general de los Montes Galaico-Leoneses, configuran las Rías Bajas y algunos de los bordes de las cuencas terciarias de Xinzo, Monforte y Sarria.

Las fracturas ONO-ESE tienen su mayor expresión en la provincia de La Coruña, donde aparecen asociadas a numerosas cuencas terciarias.

Todos estos sistemas de fracturas aparecen también reflejados en el margen continental y en la cuenca interior gallega, (Murillas et al., 1990) siendo consecuencia de la evolución mesozoica de este margen Ibérico en relación con la apertura del Atlántico.

Una vez más la falta de referencias cronoestratigráficas para los sedimentos terciarios y para las superficies de erosión, y la indefinición de los pocos existentes, representan el principal obstáculo a la hora de interpretar la evolución alpina y neotectónica de este sector del Macizo Hespérico.

La "datación" de los sedimentos se ha venido efectuando por criterios de correlación bastante aleatorios o análisis polínicos imprecisos (Nonn y Medus, 1.963; Menéndez Amor, 1975; Brel y Dovar, 1974), considerándolos como miocenos e incluso pleistocenos (Maldonado, 1.977; Araujo et al., 1.988); sin embargo dataciones más fiables y recientes (Esteban et al., 1.989), han precisado que el yacimiento de lignitos terciarios de Puentes de García-Rodríguez corresponde al Oligoceno sup.-Mioceno inferior, por lo que muy probablemente los sedimentos terciarios de Galicia en su mayor parte no lleguen a alcanzar el periodo neotectónico.

El estudio de dos alineaciones de cuencas (Pedroso-Puentes-Moíño Novo y Lendo-Meirama-Boimil) en el extremo noroccidental gallego realizado por Santanach et al., (1.988) y Bacelar et al. (1.988), pone de manifiesto el emplazamiento de dichas cuencas en corredores de fallas direccionales NO-SE con movimiento dextrógiro durante el Terciario. Interpretándose la génesis de las cuencas mencionadas en relación con la actuación de dichas fallas principales y de las levóginas asociadas.

Esta estructuración pone de manifiesto la existencia de un importante acortamiento N-S que origina el desarrollo de desgarres dextrógiros NO-SE y cabalgamientos importantes E-O en las zonas de inflexión de los primeros.

El accidente de Puentes con más de 100 km de longitud presenta como rasgo morfológico más significativo el levantamiento (superior a los 200 m) del bloque N en su conjunto con respecto al bloque S, por lo que debería interpretarse como un gran cabalgamiento más que como una falla direccional.

- El litoral Cantábrico y Atlántico del NO peninsular.

Una de las características más significativas de todo el litoral es el gran desarrollo de los acantilados, lo cual debe estar favorecido por el ascenso continuado de la Cordillera Cantábrica, y de todo el NO peninsular desde el Terciario. Entre los elementos morfológicos que constituyen y definen dicho litoral destacan las Rasas y las Rías.

Las Rasas son superficies erosivas planas suavemente inclinadas hacia el mar, y situadas entre el borde acantilado y las estribaciones montañosas del interior. Se reparten por toda la franja costera en número variable, escalonándose a diferentes alturas. El origen de las mismas ha sido discutido, aunque hoy en día hay en general suficientes evidencias para atestiguar su origen marino.

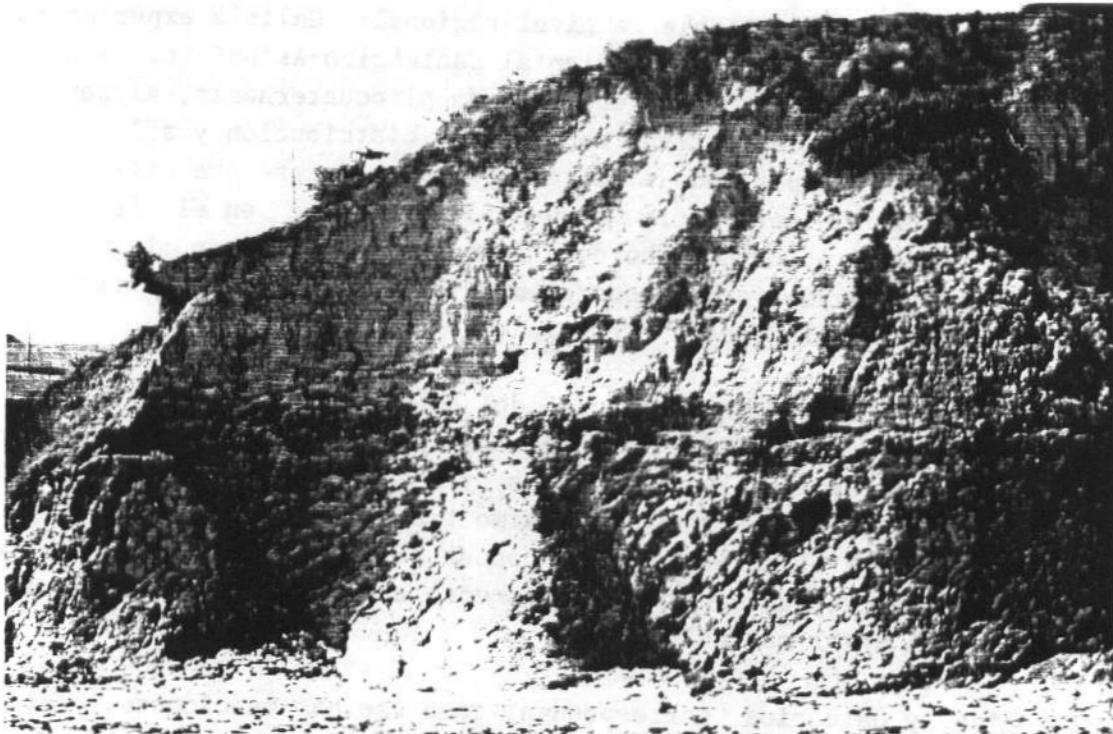


Foto 3.4.1.-f. Depósito marino correspondiente al nivel 5-6 m. (datado como pre-würn) sobre superficie de abrasión marina fallada en margas y arcillas de Oligoceno -playa de la Jerra, Oyambre. (Foto F.NOZAL).

Se reconocen hasta nueve niveles de oscilación marina (Flor 1.983, Moñino et al. 1.987) escalonados entre los 260 m los más antiguos y 1,5 m sobre el nivel del mar los más recientes. (Fot. 3.4.1.-f). A falta de referencias cronoestratigráficas no se pueden dar precisiones sobre la edad de las Rasas; la más antigua sería post-oligocena (Plioceno-Pleistoceno, Flor op. cit.), mientras que la Rasa de 1,5-3 m correspondería al máximo transgresivo Flandriense, datado entre 5.800 y 5.300 años b.p. (Mary, 1.983).

Neotectónica.

El modelado costero resulta en general de la superposición de los movimientos epirogénicos (tectónicos) y de fenómenos eustáticos. La localización de las Rasas a diferentes niveles es el resultado de las diferentes alturas de la línea de costa antiguas, no existiendo evidencias de actividad neotectónica referidas a desnivelaciones de bloques por fallas (Moñino *et al.*, 1987).

Un hecho si es constatable a nivel regional: Galicia experimenta un levantamiento menor que el sector oriental Cantábrico-Asturiano. La Rasa de +100 m (cota en el cabo de Peñas) considerada pliocuaternaria, al ser la que más entidad y representación tiene en cuanto a distribución y afloramientos, permite su seguimiento por todo el litoral, comprobándose que está afectada por un suave basculamiento hacia el Oeste, situándose en el área de Foz (Galicia) a cota +60 m. Este hecho debe interpretarse como un levantamiento epirogénico generalizado, como consecuencia de un reajuste isostático del extremo occidental de la Cadena Pirenaica.

Al final del Pleistoceno e inicio del Holoceno comienza a ascender el nivel del mar (transgresión Flandriense) produciéndose la invasión y colmatación de los valles fluviales (Rías, y estuarios) elevándose el nivel del mar hasta +3m que corresponde al máximo transgresivo; posteriormente el mar se retira hasta el nivel actual, consecuencia de un posible levantamiento continental que enmascararía el ascenso eustático generalizado a escala mundial del nivel marino.

Las Rías y estuarios corresponden, como se ha mencionado, a valles fluviales excavados en la plataforma de abrasión marina que quedó al descubierto hasta cotas situadas como mínimo por debajo de la isobata (actual) de -45m (Flor *op. cit.*, García Codron 1.987), mientras que otros autores la llevan hasta -100, -120 m (Boillot *et al.*, 1971, Mary, 1.983), como consecuencia de la regresión Grimaldiense (Würn). Es claro un origen tectónico para muchas de las Rías en cuanto a que el curso fluvial que origina el propio valle sigue directrices tectónicas, pero no en cuanto a la contemporaneidad de los fenómenos tectónico y erosivo (encajamiento).

Rías con claro control tectónico son las de Vigo, Pontevedra y Muros (NE-SO). Otras sin embargo corresponden a cubetas de alteración (y erosión) inundadas, como es el caso de la Ría de la Coruña o de Arosa, existiendo en otras, la superposición de procesos tectónicos y de alteración-erosión como en las Rías de Ortigueira y Vivero.

Tanto en la costa gallega atlántica como en la cornisa cantábrica, la génesis de las Rías y estuarios refleja la última transgresión marina y no

necesariamente un hundimiento (tectónico) del bloque galaico, pues existen también en el litoral gallego, testimonios indiscutibles de antiguos niveles marinos (Rasas) a diferentes alturas (Nonn 1.966, Butzer 1.967, Flor -op. cit.- Nieto y Vidal Romaní, 1.989).

3.4.1.2. Meseta Norte.

Este sector incluye la totalidad de la cuenca del Duero y otras cuencas menores que se sitúan en continuidad con la misma (Ciudad Rodrigo, Almazán y corredor de la Bureba) así como el zócalo correspondiente al Macizo Hespérico situado entre dicha cuenca y la frontera con Portugal y el umbral montañoso que la separa de la cuenca del Bierzo.

La cuenca principal aparece rellenada por sedimentos continentales paleógenos y neógenos afectados por fallas, que en muchos casos han condicionado la distribución de facies (Mediavilla y Dabrio, 1988; Mediavilla y Martín-Serrano, 1.989).

El borde occidental de esta cuenca constituye un paso gradual a la penillanura policíclica (superficie fundamental de Sole Sabaris, 1.958) labrada sobre los metasedimentos y rocas ígneas del Macizo Hespérico, sin que existan bordes tectónicos definidos entre ambos sectores (Martín-Serrano, 1.988). No obstante cabe señalar la existencia de algunos accidentes no muy bien conocidos y deducidos fundamentalmente por evidencias geomorfológicas y estratigráficas, como son los accidentes de los ríos Esla y Valderaduey, este último dentro ya de la cuenca y ambos con dirección NNE-SSO.

El borde oriental muestra evidencias de estabilidad tectónica desde el Mioceno medio puesto que los abanicos procedentes del Este tienen escaso desarrollo, pasando rápidamente a sedimentos carbonatados palustres y lacustres, que en los últimos episodios de colmatación (Mioceno superior-Plioceno) tienen carácter expansivo por lo que las facies carbonatadas (páramos) se apoyan sobre el borde oriental. Esta estabilidad se ve reforzada además por el perfecto enlace existente entre los niveles de colmatación y la orla erosiva (superficie S_2 , Gracia *et al.*, 1990) que arrasa las calizas y conglomerados mesozoicos y paleógenos que conforman las sierras marginales de la depresión. El final de la elaboración de esta superficie debe de corresponder al Turoliense-Plioceno, que es la edad admitida generalmente para las calizas de los páramos (Del Olmo *et al.*, 1982).

El límite sur de la Meseta Norte viene marcado por los cabalgamientos alpinos con vergencia al Norte que dan paso al Sistema Central. La edad de la última actuación de estas fracturas es objeto de controversia dependiendo

de la edad que se asigne a los sedimentos afectados por los mismos, existiendo al respecto dos hipótesis alternativas, correspondientes a las edades: Mioceno medio a Plioceno (Portero *et al.* 1.982, Carreras y Olive, 1.982 y Fernández García, 1.988) y Oligo-Mioceno (del Olmo, Martínez Salanova, Martín Parra y Martín Serrano, en edic.).

El sector central de la Cuenca del Duero corresponde desde el punto de vista morfológico a la región de los páramos, que destacan hasta 100 m sobre las monótonas facies limosas de los sistemas aluviales de Tierra de Campos o sobre las superficies de erosión desarrolladas en los materiales arcósicos de los Campos de Peñaranda y Medina.

Las plataformas calizas de supuesta edad Turoliense-Rusciniense que constituyen los páramos conforman amplias mesetas con pendientes (1%) generalizadas hacia el SO. La superficie culminante no corresponde en realidad a una superficie estructural de colmatación sino a un plano de erosión-acumulación cuya elaboración final debe corresponder ya al Plioceno. La red fluvial encajada fuertemente (hasta 170 m) rompe la continuidad fisionómica de estas altas superficies originando resaltes estructurales y relieves en graderío en las laderas de los valles.

El basamento del interior de la cuenca aparece compartimentado según fracturas con dirección NE-SO y NO-SE (IGME, 1987) alcanzando las mayores profundidades (-1.500 m en relación con el n.m.) en las inmediaciones de la Cordillera Ibérica.

Neotectónica.

La mayoría corresponden a diversos accidentes y deformaciones observadas en sedimentos comprendidos dentro del periodo neotectónico o que pueden alcanzar esta edad, los restantes son diversas anomalías de carácter geomorfológico con posibles implicaciones neotectónicas. Por ello y para el análisis de los datos de neotectónica se tratarán en primer lugar aquellos identificables como estructuras presentes en alguno de los tres conjuntos sedimentarios señalados en la introducción. Seguidamente se analizarán aquellos indicadores de movimiento deducidos principalmente de la geomorfología (basculamientos, elevaciones, hundimientos, etc.) pero que no pueden vincularse con ningún accidente concreto.

De carácter estructural.

Se han considerado como fallas con possible actividad en la época neotectónica aquellas que aparecen en el zócalo del Macizo Hercínico pero que en algún sector de su traza superficial aparece afectando a sedimentos miocenos o de edad desconocida, así como las fallas que actúan como bordes

de cuenca o que aparecen en el interior de la misma, afectando a sedimentos con edad también desconocida, o con asignación variable según los diferentes autores. Dichos accidentes son:

- Falla de las Portillas (al Norte y próxima a la frontera portuguesa).
- Falla de Calabor (prolongación de la falla de Vilariça en Portugal).
- Borde cabalgante de la Cordillera Cantábrica.
- Fallas inversas y cabalgamientos del borde Norte del Sistema Central.
- Accidentes de Valderaduy (fot.3.4.1.-fa), Alba-Villoria y Pozanco, próximos a los bordes occidental y meridional de la cuenca del Duero.

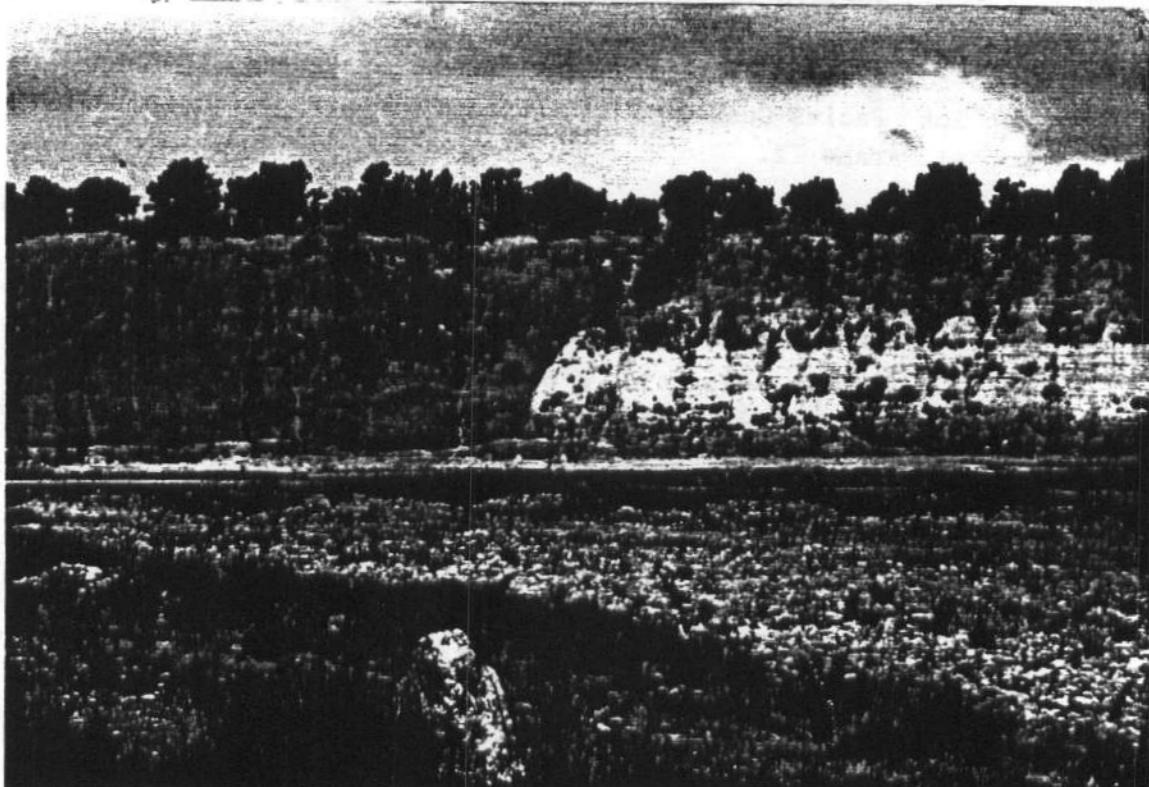


Foto 3.4.1.- fa.- Falla normal de dirección N 20°E y buzamiento hacia el ONO que afecta a las arenas arcosicas y a la serie roja, produciendo un salto mínimo de 15 m. Esta falla está en la trayectoria del accidente de Valderaduy, por lo que resulta muy probable su movimiento durante la época neotectónica. (Foto M. T. ROMAN).

El conjunto sedimentario A (Mioceno-Plioceno) de los tres definidos en la introducción aparece afectado por fallas, flexiones y pliegues abiertos.

- Fallas de la zona de Alba de Yeltes, (Fosa de Ciudad Rodrigo).
- Falla de Valbuena de la Encomienda (ángulo NO de la Cuenca del Duero).
- Familia de fallas normales (E-O), de pequeño salto, en Paredes de Nava (NO de Palencia).
- Familia de fallas N60 a N70°E y salto métrico en Villalaco (ENE de Palencia).
- Pliegues con longitud de onda decimétrica a métrica, con direcciones N-S a E-O, afectando a las calizas de los páramos próximos a Baltamas (Palencia).

Por otro lado Mediavilla y Dabrio (1988 y 1989) señalan la existencia de fallas activas durante la sedimentación de los tramos culminantes de la sedimentación neógena (Vallesiense-Turolense) del sector central de la Cuenca del Duero. Dichas fracturas presentan una dirección NE-SO y NO-SE en relación con las Facies Cuesta y Páramo I y direcciones submeridianas en relación con el Páramo II.

- Pliegues laxos de gran longitud de onda, con direcciones E-O a ESE-ONO entre Hontoria de la Cantera y Modubar de la Emparedada (SE de Burgos).
- Pliegue-falla con dirección E-O en la prolongación occidental del anticlinorio (paleorelieve cretácico) de Burgo de Osma (SE de Aranda de Duero). Esta estructura parece estar fosilizada por las calizas del Páramo (Fot. 3.4.1.-g).
- Falla de Soria (Navarro Vázquez et al., 1988). Accidente complejo, con dirección E-O que gira a NO-SE en su extremo oriental. Corresponde a una banda de cizalla, con anchura hectométrica y con actividad desde el Cretácico terminal hasta el Mioceno superior, hundiendo durante esta última etapa el bloque septentrional. Su actividad pliocuaternaria puede ser más discutible.



Foto 3.4.1.g.- Falla de Langa de Duero. Margas de la Fm. Cuestas (Miocene Superior) b... zando al Sur. (Foto F. NOZAL).

En relación con el conjunto B (Plioceno-Cuaternario antiguo) se han identificado diversos accidentes situados principalmente en la mitad septentrional de la cuenca del Duero.

- Grupo de escarpes y líneas de flexura sobre las rañas o glacis culminantes de la zona de Muelas de los Caballeros-Justel (posible prolongación de la falla de las Portillas).
- Fallas NNE cuya actuación ha originado escarpes de esa misma dirección, desnivelando los glacis de Matadeón y Villamizar (SE de León) con encharcamientos y lagunas en el correspondiente bloque hundido.
- Falla relacionada con el abanico de Guardo (SO de Guardo), con dirección NNE, que afecta al sustrato mioceno y condiciona el encajamiento de dicho abanico culminante.

En relación con el conjunto C (Cuaternario) se han identificado también diversos escarpes o líneas de flexura afectando a niveles de terrazas altas o de glacis encajados por debajo de las rañas o glacis culminantes. En todos los casos la componente de movimiento vertical no supera los 10 m.

- Desnivel de unos 8 m en la terraza alta del Orbigo (N de Astorga, según una línea de flexura con dirección E-O. (Vargas *et al.*, 1981)).
- Flexión incipiente (E-O) con basculamiento al S del glacis-terraza del río Tera (borde occidental de la cuenca del Duero).
- Escalón y hundimiento del bloque norte sobre el glacis situado al Norte de la Sierra de Lerma (S de Burgos).
- Falla normal afectando a los depósitos de vertiente situados en las inmediaciones de la falla de Ventaniella en su zona de encuentro con el borde norte de la Cuenca del Duero.

Otros datos de neotectónica.

Se han identificado diversos basculamientos locales posiblemente ligados a algunos de los accidentes ya enumerados, junto con áreas de subsidencia que en ocasiones no pueden relacionarse con ninguna fractura conocida (zona de Olmedo y Norte de Valladolid).

Quizá lo más notable corresponda al sentido de migración lateral de algunos cauces fluviales con dirección submeridiana, materializado en la fuerte asimetría de sus valles, especialmente en la mitad meridional de la cuenca del Duero, donde dicha asimetría aparece siempre dirigida hacia el E y NE y que podría indicar un basculamiento general dirigido hacia la Cordillera Ibérica, simultáneo al encajamiento de la red fluvial.

También en relación con la red fluvial cabe señalar la existencia de una banda con dirección ENE-OSO con una anchura de unos 50 km, en la cual existen numerosos cauces fluviales rectilíneos con dirección NE-SO, (Gracia *et al.*, 1991) (fig. 3.4.1.-III). Dichos cauces deben corresponder a una densa familia de fracturas (Shear planes) desarrolladas en el relleno de la cuenca, como reflejo de un posible accidente de zócalo. Las primeras podrían interpretarse como fallas R generadas por un movimiento incipiente transcurrente izquierdo del supuesto accidente ("estructura en pico").

En el sector central y noroccidental de la cuenca del Duero se han identificado cuatro áreas con paleosismitas afectando, en localidades diferentes, a los tres conjuntos sedimentarios definidos anteriormente como A, B y C.

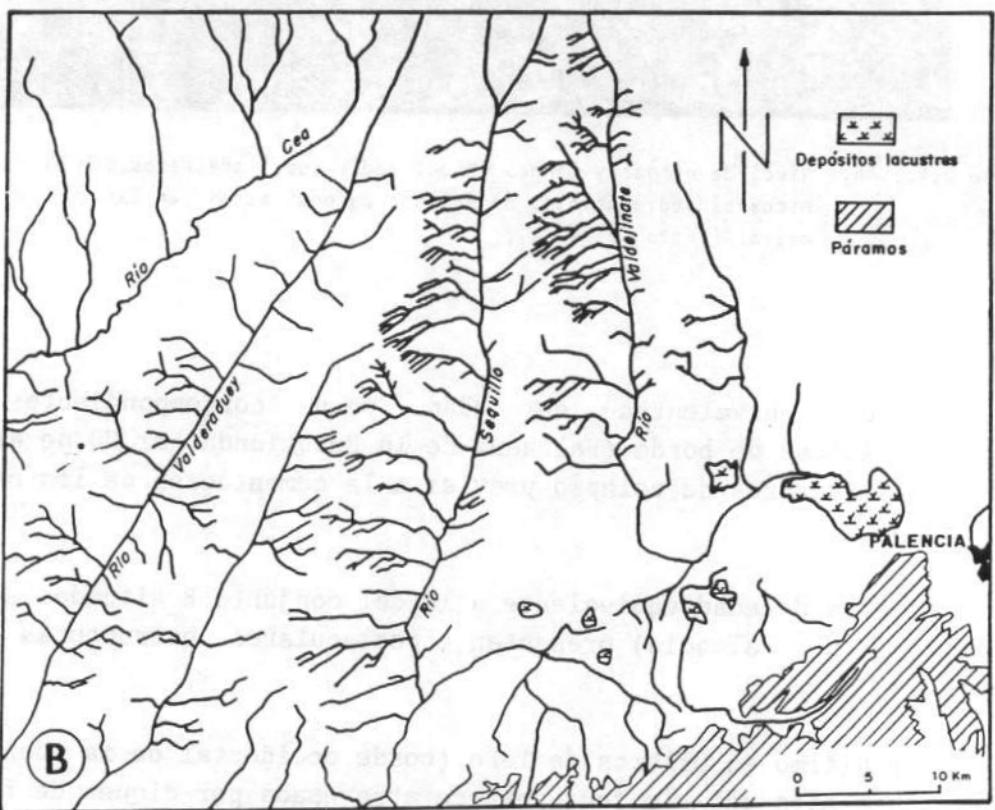
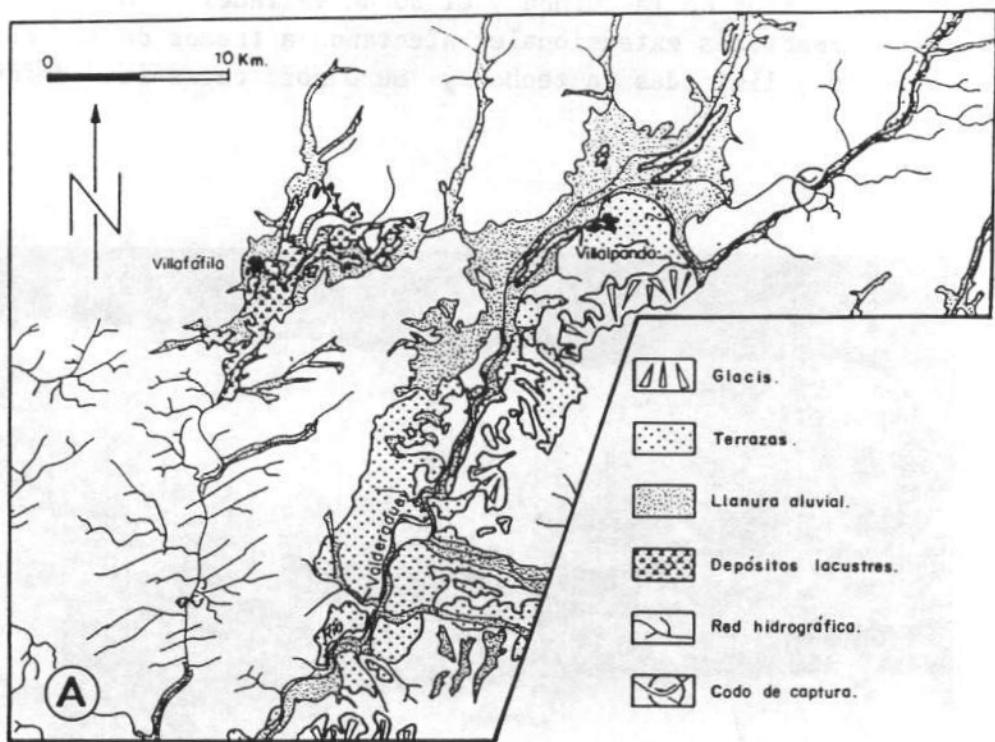


Fig. 3.4.1.-III.- Red fluvial anómala N55-60 con dirección de escorrentía contraria a la pendiente general del valle principal desarrollada sobre sedimentos de la Tierra de Campos (Mio-ceno med.-sup.). (SE de Benavente y O de Palencia).

En el interior de la cuenca y al SO de Valladolid (Canteras de Zaratán) existen deformaciones extensionales afectando a tramos de la serie (Mioceno medio-superior) limitadas a techo y muro por capas sin deformar. (Fot. 3.4.1.-h).

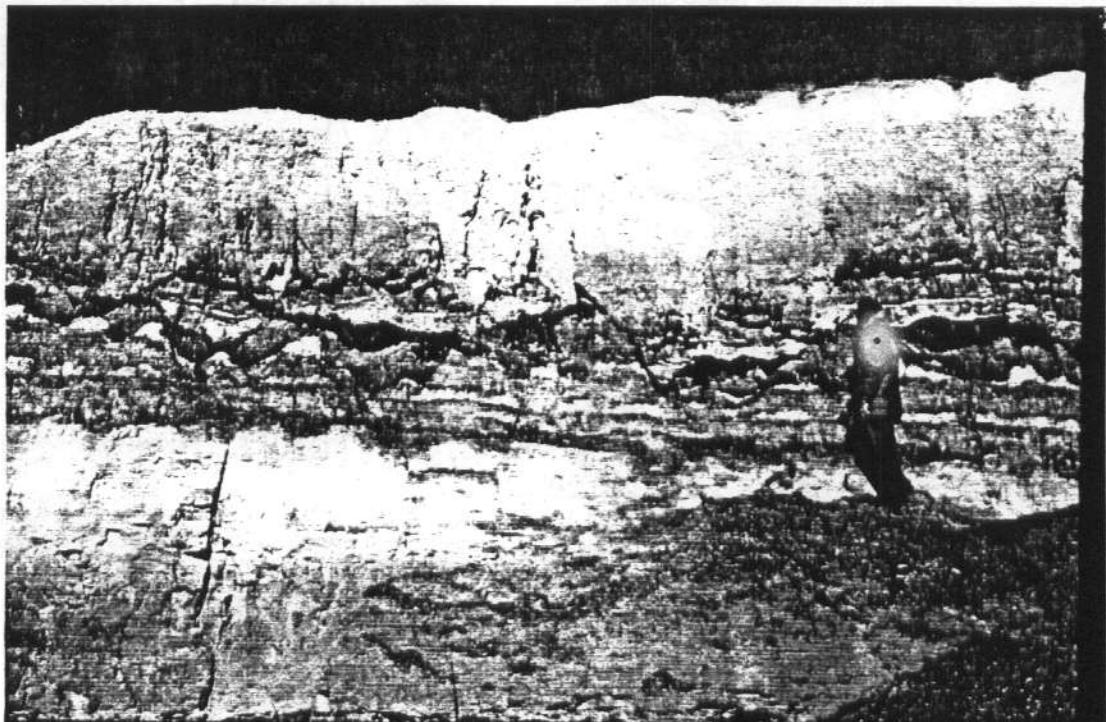


Foto 3.4.1.-h.- Nivel de margas y fangos (Mioc. medio-sup.) afectados por estructuras tectónicas sinsedimentarias de colapso-paleosismitas, en Zaratón, al O. de Valladolid. (Foto F. NOZAL).

Tramos equivalentes en edad pero correspondientes a facies conglomeráticas de borde (Valbuena de la Encomienda, al NO de Astorga) presentan estructuras de colapso previas a la cementación de los niveles involucrados.

Niveles de edad equivalente a la del conjunto B situados en Tariego de Cerrato (S de Palencia) presentan espectaculares estructuras de escape de agua.

Por último en Olleros de Tera (borde occidental de la cuenca del Duero) la terraza alta del río Tera aparece atravesada por diques de fango generados por el ascenso de los materiales subyacentes. (Fot. 3.4.1.-i).



Fig. 3.4.1.-i.- Diques de fango de la serie ocre cortando la terraza alta del Tera paleo-sismita. (Foto F. MORENO)

Deformaciones análogas a estas han sido consideradas por diversos autores como indicadores de sismicidad importante previa a la litificación de los sedimentos.

Teniendo en cuenta la valoración de la magnitud sísmica que algunos autores asignan para este tipo de deformaciones, se deduce que la sismicidad de estos sectores, durante el Mioceno superior-Cuaternario antiguo, fue muy superior a la registrada en tiempos históricos y actuales.

En resumen la actividad neotectónica de la Meseta Norte parece ser mayor en la mitad septentrional de la misma, donde los datos de carácter lineal recopilados que afectan a materiales pliocuaternarios presentan una dirección dominante E-O. Los accidentes algo más antiguos que involucran materiales del Mioceno superior así como los considerados de "possible actividad en el periodo neotectónico" presentan direcciones próximas a la NE-SO.

Puesto que la edad (colores) asignados en cada caso no son una datación del momento de su actuación si no simplemente la edad máxima posible correspondiente a la del sedimento afectado, no se pueden establecer relaciones cronológicas reales ni tampoco un modelo evolutivo de carácter cinemático para intentar integrar los escasos datos obtenidos hasta ahora.

3.4.1.3. Sistema Central.

Constituye una unidad perfectamente diferenciada en relación con las dos Mesetas, a través de diversas fallas inversas y cabalgamientos con vergencias al Norte y al Sur.

Esta cadena montañosa aparece constituida por diversos bloques elevados, que en numerosos sectores configuran una depresión central o eje de bloques más hundidos (Piedrahita, Valle de Ambles, Campozalvaro y Lozoya).

Se han elaborado diversos modelos geodinámicos de carácter interpretativo, los cuales tratan de explicar la geometría de los diferentes bloques y unidades tectónicas, aunque todos ellos carecen de los datos cronoestratigráficos necesarios para establecer un esquema evolutivo, (Portero y Aznar, 1.984 b, Warburton y Alvarez, 1.989; Ribeiro et al., 1.990 y Vegas et al., 1.990). De estos cuatro trabajos el segundo y el tercero interpretan al Sistema Central como un pop up resultante de la colisión de África con Iberia y sincrónico con las etapas de formación de la cadena Bética durante el Mioceno. En la misma línea se sitúan De Vicente (1.988) y De Vicente y González Casado (1.991) el primero de los cuales ha realizado el análisis poblacional de fallas sobre el sistema de cabalgamientos y fallas de transferencia existente en la mitad oriental de esta cadena.

Por otro lado Portero y Aznar (op. cit.) suponen una tectónica transpresiva que habría dado lugar a diversos bloques romboidales y cuencas tipo pull apart. Para Vegas et al. (op. cit.) se trataría de una zona de cizalla intracontinental con deformación distribuida mediante rotación de bloques.

Las fases de deformación definidas inicialmente por Aguirre et al. (1.977) en el sector manchego han sido extrapoladas a este sector, por Capote et al., (1.990) con las siguientes denominaciones:

- Etapa Ibérica. De compresión máxima horizontal NE-SO (Oligoceno-Mioceno inferior).
- Etapa Guadarrama de compresión máxima horizontal NO-SE (intra-Aragonense).
- Etapa Torrelaguna de compresión aproximadamente N-S (Plioceno superior-Cuaternario).

Esta última entraría por tanto dentro del periodo neotectónico, aunque presenta una actuación discutible en cada lugar dependiendo de la edad que se considere para los diversos conjuntos sedimentarios que bordean el Sistema Central, o que aparecen en las pequeñas cuencas interiores y en las que la ausencia de dataciones faunísticas suele ser la tónica dominante.

Neotectónica.

Ante la ausencia de dataciones faunísticas que se acaba de mencionar se han considerado no obstante como accidentes con posible actividad en la época neotectónica la mayor parte de los cabalgamientos y fallas inversas que bordean el Sistema Central y las que delimitan sus fosas interiores, así como la falla de Plasencia que en su recorrido a través de este sector no presenta ningún sedimento asociado y afectado por la misma, pero que más al SE, en Plasencia, aparece deformando sedimentos datados como Aragoniense (Hernández Pacheco y Crusafont, 1.960).

Por otro lado Pol et al (1.989) dedujeron posibles movimientos recientes durante el Pleistoceno, a partir del perfil longitudinal del alto Tormes el cual muestra cambios bruscos de su pendiente en relación con algunas fracturas del zócalo. No obstante hay que tener también en cuenta que dichas variaciones de pendiente pueden ser producidas por cambios litológicos, de la intensidad de la alteración del sustrato, etc., en relación con fracturas que tuvieran movimientos relativos en la vertical pero con anterioridad al encajamiento de la red actual.

En el valle de Amblés y cuenca de Piedrahita, situados en el sector central del Sistema Central, Moreno (in litt.) señala la posible actuación de un basculamiento general dirigido hacia el Sur y simultáneo al encajamiento de la red hidrográfica. Por ello se han consignado como accidentes con posible actividad durante el Mioceno superior y Plioceno los que jalonan el borde sur de las cuencas de Piedrahita y del valle de Amblés.

En el valle del río Lozoya, Capote y De Vicente (1.989) señalan la existencia de un sistema de fallas de desgarre, afectando a depósitos supuestamente cuaternarios, cuyo análisis poblacional revela una dirección de acortamiento horizontal N 170°. No obstante este dato debería ser tomado con cautela hasta confirmarse una edad efectivamente cuaternaria sobre dichos sedimentos.

Resumiendo el Sistema Central presenta una actividad neotectónica de difícil valoración. En su interior y motivado por la gran escasez de recubrimientos o el desconocimiento de la edad de los mismos, se produce una ausencia total de datos reales sobre neotectónica. Sin embargo en su extremo oriental es posible plantear la existencia de movimientos finíneógenos

deducidos de los datos existentes en la cuenca de Madrid, tal como se verá más adelante.

3.4.1.4. Meseta Sur.

La Meseta sur abarca un vasto territorio que comprende diversas cuencas y unidades geomorfológico-estructurales; cuenca de Madrid, cuenca occidental del Tajo, cuencas y coberturas terciarias del río Alagón, cuenca del Guadiana, Montes de Toledo y Sierra de las Villuercas, llanura extremeña, La Mancha y zona de enlace con Sierra Morena.

Por comparación con la cuenca del Duero, la cuenca de Madrid presenta un registro estratigráfico y paleontológico mejor conocido que ha permitido establecer diversas discontinuidades y discordancias asimiladas por Aguirre *et al.* (1976) a diversas fases tectónicas, algunas de las cuales eran correlacionables con las ya conocidas en la Cordillera Ibérica: Castellana (Oligo-Mioceno), Neocastellana (Mioceno inferior-medio) y Pre o intravallesiense. Todas ellas han recibido cada vez una mayor aceptación y el soporte de nuevas dataciones obtenidas no solo en la Meseta sino también en Las Béticas.

Recientemente se ha llegado a establecer un ensayo de correlación entre las cuencas de Madrid y Lisboa (Antunes *et al.*, 1987), así como un análisis de las facies sintectónicas de esta cuenca relacionadas con el levantamiento del Sistema Central durante el Aragoniense, (De Vicente *et al.*, 1990). En la misma línea Portero y Olivé (1983) pusieron de manifiesto la existencia de diversos abanicos de borde de cuenca resultantes de la actividad de las fallas responsables de la elevación del Sistema Central durante los eventos tectónicos Castellano y Neocastellano.

En el sector manchego Pérez González (1982) señala la dificultad de reconstruir la evolución tectónica de este sector durante el Paleógeno y Mioceno inferior y medio, aunque el acuñamiento hacia la Mancha, de las Unidades detriticas inferior y superior que rellenan la Depresión intermedia (Díaz Molina, 1978), junto con el desarrollo de una antigua superficie de erosión, designada por aquel autor como Superficie superior del Campo de Montiel, son indicadores de la permanencia de esta región como una zona estable y sin subsidencia, en continuidad con el zócalo del Macizo Hespérico colindante, produciéndose en la misma y en tiempos más recientes, una condensación del registro geomorfológico y estratigráfico, más desarrollado en las cuencas contiguas.

En el resto de las cuencas y recubrimientos terciarios, comprendidos dentro de la Meseta sur (Tajo occidental-prolongación de la cuenca de Madrid, pequeñas cuencas del río Alagón y cuenca del Guadiana) tan solo

existen dos dataciones faunísticas localizadas en Plasencia (Hernández Pacheco y Crusafont, 1960) y en Torrijos (Aguirre et al., 1.982), por lo cual la evolución tectónica de todas ellas puede revestir un carácter especulativo. En base al yacimiento paleontológico de Plasencia y a la correlación de litofacies en diferentes cuencas, Moreno (1990) y Alfaro et al., (1990) definieron la existencia de una tectofacies caracterizada por la presencia de grandes bloques, equivalente de la "formación de bolos" de los ápices de los abanicos mencionados anteriormente (Portero y Olivé, op. cit.) pero que jalonan la mayor parte de los bordes septentrional y meridional del Sistema Central. De hecho el dato faunístico de Plasencia y algunos de los existentes en la cuenca de Madrid coinciden en la edad Aragoniense medio.

Por todo ello cabe señalar que los eventos tectónicos correspondientes a las fases Castellana y Neocastellana no han creado, en el sector extremeño y Montes de Toledo, desniveles y relieves equiparables a los del Sistema Central-Cordillera Ibérica, aunque si suficientes para generar una tectofacies.

Esta tectofacies aparece fundamentalmente en relación con fracturas comprendidas en el cuadrante nororiental, como las de Ponsul-Moraleja, Cilleros (fot. 3.4.1.-j), Plasencia (Moreno, op. cit.) y las del borde norte de la cuenca del Guadiana (Fotos. 3.4.1.-k y 3.4.1.-l) (Alfaro, et al.



Foto 3.4.1.- j.- Tectofacies en relación con la fractura de Cilleros (Foto F.MORENO).

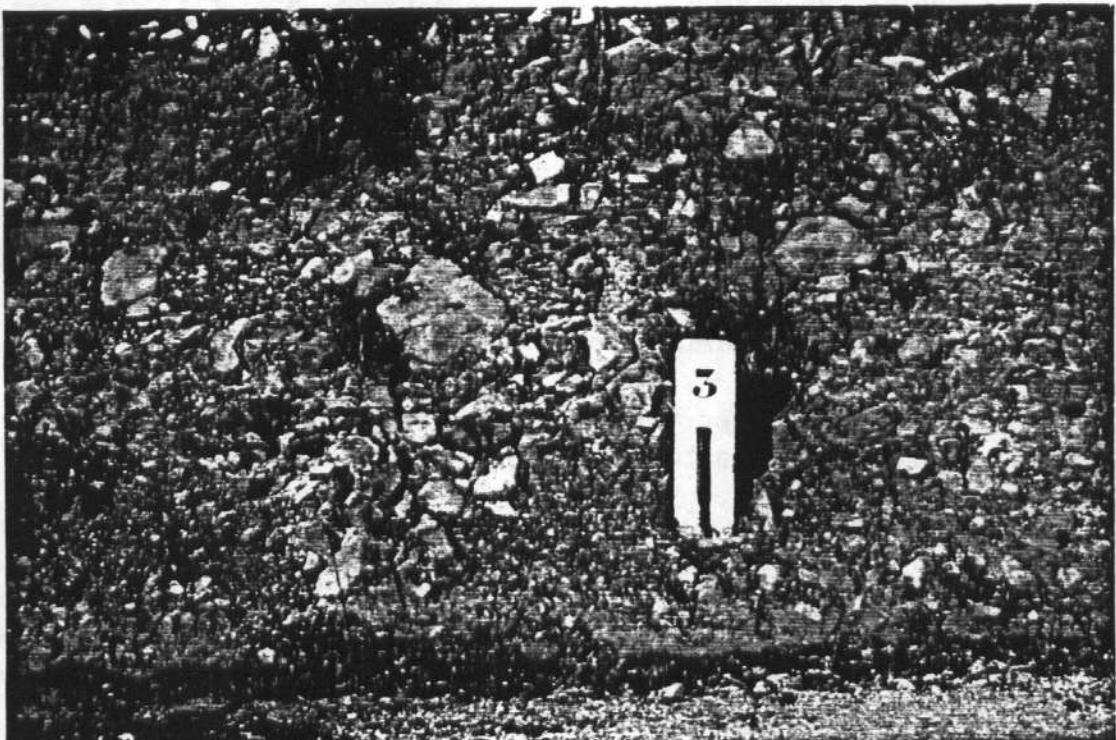


Foto 3.4. 1.- k.- Tectofacies con colores rojizos en el borde Norte de la cuenca del Guadiana. (Foto F. MORENO).

Dentro de la Meseta meridional los Montes de Toledo y Sierras de las Villuercas y Guadalupe constituyen un relieve importante en el que la misma superficie fundamental ha sido elevada hasta cotas de 1.000 m, equiparables a las de la meseta Norte.

El borde meridional de este relieve con orientación E-O coincide con la prolongación del importante accidente del borde septentrional de la cuenca del Guadiana (fot. 3.4.1. 1), el cual corresponde en realidad a una banda con relevo entre fallas con dirección NE-SO y E-O, que se prolonga hasta la zona de Navas de Estena, perdiéndose su continuidad al sur del Macizo cristalino de Toledo. La vertiente septentrional desciende de forma más paulatina hacia la cuenca del Tajo, presentando un contacto más irregular y den- tado, merced a diversas fracturas con dirección NNE-SSO y ENE-OSO.



Foto 3.4.1.- 1.- Cabalgamiento de Paleozoico sobre colubión antiguo al N. de la rana de Puerto Rey (Foto F. MORENO).

En el margen meridional de la Meseta Sur - Sierra Morena, la tectónica y accidentes alpinos son poco conocidos. En este caso la superficie fundamental también puede servir como referencia para la valoración, al menos, de los movimientos verticales. Dicha superficie se eleva progresivamente hacia el sur, desde la cuenca del Guadiana, Campos de Calatrava y la Mancha, hasta alcanzar el escalón que la limita del valle del Guadalquivir. De esta manera este sector aparece con un claro basculamiento general dirigido al NNO, en el cual se han descrito algunas fallas y accidentes de escasa importancia, como la falla de Espiel y otras situadas al norte de la zona de la Serena (Moreno, in litt.).

Por otro lado Rodriguez Vidal et al., (1.988) señalan la existencia de hasta tres etapas tectónicas en el sector situado al Sur de la cuenca del Guadiana. La primera de ellas la sitúan al final del Paleógeno (Fase Castellana de Pérez González, et al., 1971) y sería la responsable de la configuración de la cuenca. La segunda (intramiocena) tendría un carácter distensivo con fallas de pequeño salto afectando a los sedimentos y superficie fundamental. La última (pliocena y correlacionada por estos autores con la fase Iberomanchega I de Aguirre et al., 1976) sería la responsable del basculamiento general hacia el NO de las calizas que culminan la sedimentación de la cuenca y de la superficie con carbonatos que se extiende hacia el Sur. No obstante y ante la ausencia de dataciones, los carbonatos y

calizas mencionados podrían tener una edad anterior y por tanto la edad del basculamiento sería también más antigua.

En relación con el volcanismo de los Campos de Calatrava cabe señalar que sus manifestaciones tuvieron lugar dentro ya del periodo neotectónico (-9 a -1,5 m.a.) (Ancochea, 1.982), en posible relación con la etapa distensiva de finales del Neógeno.

Neotectónica.

Dentro de la Meseta Sur la cuenca de Madrid ha sido objeto de diversos trabajos sobre neotectónica basados fundamentalmente en el análisis de fotolineamientos (Martín Escorza, 1977, 1980 y 1983) y en datos de geología de superficie en el sector próximo a la Sierra de Altomira (Capote y Fdez. Casals, 1978).

En el resto de la meseta diversos trabajos orientados principalmente hacia la Geomorfología y Estratigrafía del Neógeno y Cuaternario han contribuido también de forma indirecta al conocimiento de la actividad neotectónica (Vidal Box, 1954; Molina 1975, Pérez González 1.982, Martín-Serrano y Molina, 1.988, entre otros).

En lo que sigue se realiza una descripción sucinta de los datos de neotectónica representados en el mapa correspondiente, agrupados de acuerdo con los diferentes sectores geográficos considerados.

En la Cuenca de Madrid y al Norte de Alcalá de Henares existen diversas líneas de flexura y ejes de pliegues muy abiertos afectando a materiales del Mioceno o del Plioceno, cuya dirección (ENE-OSO) resulta ser paralela al cabalgamiento del borde sur del Sistema Central, por lo cual podría pensarse que dichas deformaciones pueden estar relacionadas con una actividad reciente del extremo oriental de este Sistema montañoso.

Por otro lado se indica el basculamiento general dirigido hacia el SO de toda la superficie que trunca el páramo de la Alcarria y sector situado al Noroeste de Alcalá de Henares. Sin embargo y al igual que ocurre con la superficie que trunca el páramo de la cuenca del Duero, el supuesto basculamiento, puede ser en realidad una pendiente original resultante de la propia génesis de dichas superficies, sobre las cuales tuvo que existir un cierto drenaje y evacuación desde la cordillera Ibérica hacia el interior de las cuencas del Duero y Tajo. Por otro lado durante la incisión de la red fluvial sobre esta superficie podría haberse producido un basculamiento general, o varios locales, dirigidos en sentido contrario, dado que con excepción del río Jarama la mayoría de los valles con dirección submeridiana,

(Guadarrama, Manzanares, etc.) presentan una migración lateral hacia el Oeste, tal como también se ha señalado para la cuenca del Duero.

En el sector manchego y Campos de Calatrava, se han consignado diversas líneas de fractura deducidas por geofísica así como áreas de subsidencia local asociadas a las mismas afectando a materiales del Plioceno superior. Por otro lado Pérez González (1982) indica la existencia de un basculamiento general de toda la llanura manchega dirigido hacia el NO y activo durante el Cuaternario.

En el resto de la Meseta sur solo se han consignado como accidentes que afectan a materiales del Mioceno superior dos de las fallas que configuran el borde norte de la cuenca del Guadiana. (Al Norte de Badajoz y al Sur de Anchuras), junto con la falla de Espiel (prov. de Córdoba) (fot. 3.4.1.-m). En los tres casos se trata de fracturas que cortan y desplazan a sedimentos pertenecientes a la etapa ocre (en el sentido de Martín-Serrano, 1986) y datados en la Meseta Norte como Mioceno medio-superior).

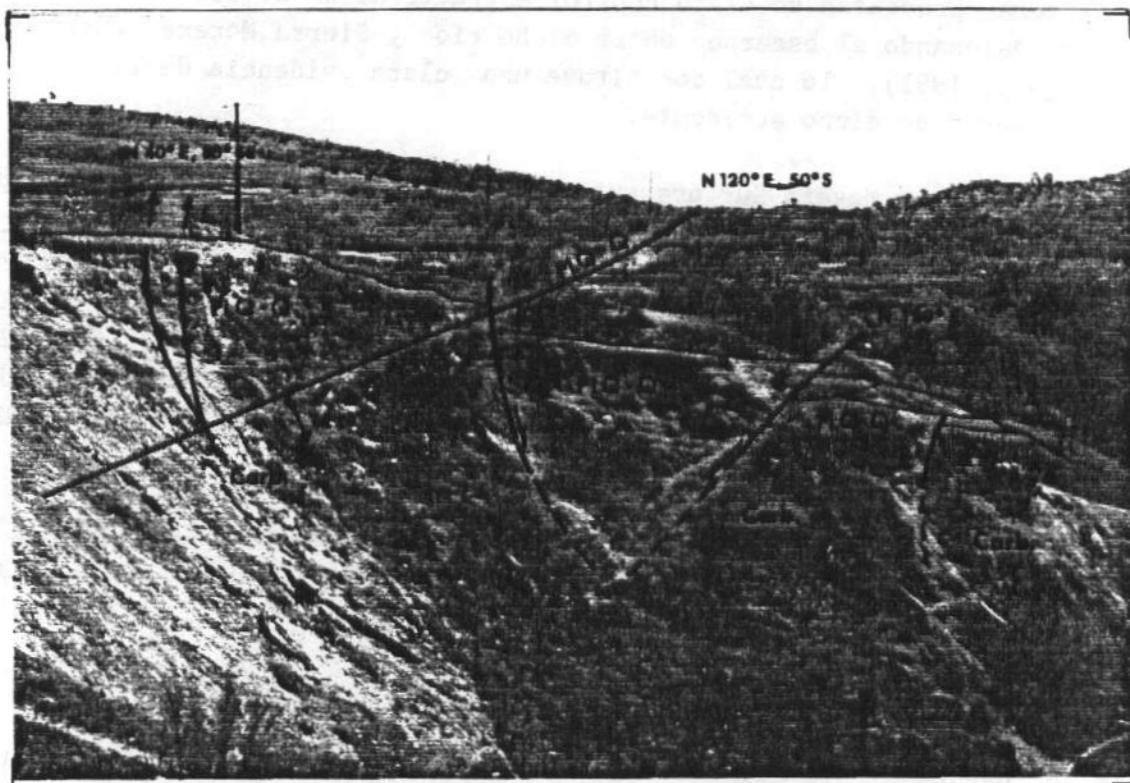


Foto 3.4.1.- m.- La Falla de Espiel de dirección NO-SE y una longitud de al menos 25 Km., queda definida por un lineamiento de imagen de satélite; una anomalía geomorfológica (escarpe de falla) y un punto geotérmico (Manantial de Villaharta), no encontrándose en la cartografía publicada. Afecta a depósitos pliocuaternarios-cuaternaria de derrubio de ladera y a depósitos Carboníferos. Asociados a ella se observan numerosas fallas de menor recorrido y entidad (Foto J. MATAS y A. CARVAJAL).

Se han considerado como fallas con posible actividad en el periodo neotectónico la mayoría de las fracturas que tienen una actividad alpina (ya analizada en el apartado anterior) durante el Mioceno y que han producido escarpes en la superficie fundamental, que en algunos casos corresponden todavía a bordes de cuenca no desmantelados.

De la misma manera tampoco se ha excluido una actividad neotectónica en relación con el basculamiento general dirigido hacia el NNO de la llanura extremeña situada al Sur del Guadiana y que asciende paulatinamente hacia Sierra Morena.

Fuera ya de la Meseta y en la zona de flexión entre Sierra Morena y la fosa del Guadalquivir, existen datos puntuales sobre elevaciones, subsidencias y basculamientos, durante el Pliocuaternario, en relación con fracturas que hunden progresivamente la meseta, especialmente en relación con las fosas tectónicas de la zona de Linares y Bailén, las cuales se distribuyen como una familia de fallas en relevo, oblicuas al borde de la cuenca del Guadalquivir. Por último las terrazas del Guadalquivir, en su margen derecha, presentan un claro control estructural en su distribución y desarrollo, jalonando el escarpe entre dicho río y Sierra Morena (Martín-Serrano *et al.*, 1991), lo cual constituye una clara evidencia de la actividad cuaternaria de dicho accidente.

En síntesis, la Meseta Sur presenta en su conjunto una escasa actividad Neotectónica, sin pruebas reales de la misma en amplios sectores de Extremadura y Montes de Toledo, donde no obstante también hay que tener en cuenta por un lado la escasez de sedimentos y por otro la controversia existente en relación con las edades de dichos sedimentos y de las superficies de erosión afectadas por fracturas con indudable actividad alpina en el Mioceno. Por ello gran parte de estas fallas han sido consideradas como de "possible actuación en el periodo neotectónico".

Sin embargo en los sectores oriental (cuenca de Madrid y la Mancha) y meridional (zona de enlace con el escarpe del Guadalquivir) dicha actividad se ha prolongado hasta el Pliocuaternario.

3.4.2. Noreste Peninsular

Se incluye bajo este epígrafe la descripción de la Cordillera Pirenaica, la Depresión del Ebro, la Cordillera Ibérica y las Cordilleras Costeras Catalanas.

3.4.2.1 Cordillera Vasco-Cantábrica.

La Cordillera Vasco-Cantábrica queda comprendida entre las estribaciones occidentales de los Pirineos (Macizo Paleozoico de Cinco Villas) y el Macizo Asturiano, quedando limitado al S. por los Cuencas del Duero (Meseta Norte) y del Ebro.

Se considera la prolongación de la Cadena Pirenaica (Olivé Davo et al., 1989), siendo la Sierra de Cantábría la prolongación de las Sierras Exteriores, cabalgantes sobre la Depresión del Ebro (Fosa de Antepaís). El anticlinario Vizcaino correspondería a la Zona Axial y la Franja Corrida de Lequeito-Tolosa equivaldría a la cobertura despegada y desplazada hacia el Norte de la Zona Nord-pirenaica.

Desde el punto de vista de comportamiento mecánico de los materiales durante la tectogénesis la región se divide en dos áreas: Zona Externa y Zona Interna.

La Zona Externa corresponde al sector más meridional, presentando una estructura de zócalo-cobertura, en la que ambos niveles se han deformado independientemente aprovechando el nivel de despegue existente entre ambos (Trias) estando el zócalo poco o nada deformado. En la Zona Interna el nivel de despegue también ha desolidarizado la cobertura y el zócalo, pero este está fuertemente estructurado e incorporado a las estructuras alpinas.

La estructuración de la Zona Interna tuvo lugar principalmente en la 1^a Fase de deformación, mientras que en la Zona Externa es la 2^a Fase la responsable de la misma.

En la primera Fase se generan esquistosidad, pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de rumbo E-O (Sector oriental) a NO-SE (Sector occidental) y vergencia acusada hacia el Norte; en la Zona Interna los sedimentos más modernos afectados por esta fase son de edad Luteciense. En la Zona externa el registro sedimentario indica que aunque probablemente se iniciaron las deformaciones durante la 1^a Fase continuó y finalizó durante el Oligoceno y el Mioceno inferior, siendo los sedimentos del Mioceno superior claramente postorogénicos.

Durante la deformación, la Plataforma Alavesa sufre un desplazamiento hacia el Sur sobre el autoctono de la Cuenca del Ebro del orden de 15-20 km (Serrano Oñate et al., 1989), con desarrollo de pliegues y cabalgamientos de vergencia meridional.

Un rasgo significativo de esta región, conocida también como Cuenca Cantábrica es el gran espesor de las series estratigráficas Mesozoico -

-Terciarias que llegan a alcanzar los 15.000 m. de potencia. Esta extraordinaria acumulación de sedimentos está en relación con la evolución alpina de la región, enclavada en un dominio de divergencia lifting y traslación de placas que culminan con una etapa de estructuración en un dominio de colisión (convergencia) entre Europa y África (Iberia) durante el Eoceno (Fase Pirenaica).

Tectónicamente la cuenca presenta un régimen tensional desde el Triásico hasta el Cretácico superior, generándose o rejugando fallas de desgarre NO-SE importantes a la vez que se origina una intensa actividad holocinética.

Las primeras fases compresivas alpinas ppd. comienzan en el Cretácico superior (Santoniano) produciendo un gradual levantamiento que dió origen al comienzo de la regresión cretácica, que alcanza incluso a sedimentos de edad paleógena según las zonas. A finales del Eoceno y hasta el Oligoceno se produce el plegamiento principal (Fase Pirenaica), comenzando a individualizarse en esa época la Cuenca del Duero.

El contacto meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica con las cuencas terciarias del Duero y Ebro, se realiza mediante dos franjas estrechas y alargadas fuertemente dislocadas y dispuestas en relevo. La más occidental corresponde a la Banda Plegada de las Loras; la situada más al Este, forma la alineación de la Sierra de Cantabria y de los Montes Obarenes en la que los materiales mesozoicos cabalgan al terciario de la depresión del Ebro. Entre medias de las dos bandas y en la parte occidental se sitúa la Plataforma Burgalesa (Páramo de la Lora) que hacia el SE se hunde bajo el terciario.

El borde oriental de la Cuenca del Duero se corresponde, al igual que el septentrional con fracturas de gran salto, por lo que el fondo de la cuenca se hunde progresivamente hacia estos bordes, y es donde se registran los mayores tasas de hundimiento atestiguadas por geofísica ya que el espesor de los sedimentos Cenozoicos alcanzan los 2.000-3.000 m.

La tectónica que presenta el borde NE de la Cuenca del Duero está en relación con la evolución tectónica de la Cordillera VascoCantábrica.

La fase Pirenaica y Castellana (Eo-Oligoceno y Oligo-Mioceno) provocaron una reactivación generalizada de los bordes, el Cretácico superior de la Banda Plegada cabalga a los conglomerados oligocénicos incorporándolos incluso en algunas escamas. Sin embargo, las reactivaciones intramiocenas (Neocastellana) que tienen reflejo importante en los bordes NO y N son prácticamente inexistentes en el borde NE y Este, de tal forma que la cuenca se caracteriza desde el punto de vista sedimentológico por una fuerte

asimetría, con desarrollo de abanicos aluviales en el Norte e instalación en el Centro y Este de ambientes restringidos con lagos efímeros más o menos salinos correspondientes a las Facies Cuestas (Portero *et al.*, 1982) o a las Unidades Inferior y Media (Astaraciense medio - Vallesiense superior) de Mediavilla y Dabrio (1986).

Los accidentes tectónicos más recientes detectados en este borde corresponden (Pineda *et al.*, 1991) a fracturas ONO-ESE que afectan a la F. Alar del Rey y Grijalba-Villadiego (Astaraciense) quedando selladas por la F. Cuestas (Vallesiense) quedando por tanto claramente excluidos del periodo neotectónico.

Durante el Vallesiense superior - Turoliense se generaliza un ambiente lacustre-palustre carbonatado (Calizas de los Páramos) que ocupan el centro y NE de la Cuenca, llegando a apoyarse sobre el borde oriental, indicando por tanto que este borde y para este periodo del tiempo ha permanecido estable, no originando aportes detríticos.

La estabilidad generalizada del borde se confirma además por el enlace perfectamente conservado en el área de Huermeces (N. de Burgos) entre los niveles de colmatación de la Cuenca del Duero (calizas de los Páramos) y la superficie de erosión neógena S_2 de Gracia Prieto *et al.*, (1990) considerada como del Plioceno inferior.

Neotectónica

En relación con dicha superficie reconocen varias estructuras neotectónicas que las afectan: un pliegue laxo o NO-ESE probablemente muy condicionado por la estructura sinclinal sobre la que se desarrolla y una falla NE-SO de pequeño salto (Falla de Ayoluengo).

El dato más importante corresponde a la flexión anticlinal NO-SE apreciada en la zona del Páramo de Masa, alineada con la prolongación de la falla de León ya descrita anteriormente y cuyos últimos movimientos corresponderán a una fase de deformación post-pliocena (Fase Iberomanchega o Rodánica). (fig. 3.4.2.-I A, B).

La terminación sur-oriental de la Banda Plegada de las Loras (zona de La Bureba) se caracteriza por las orientaciones NE-SO de las estructuras que contrastan con las directrices generales ONO-ESE. Interpretándose como el reflejo en superficie de la rampa lateral que limita la Banda Plegada (rampa frontal) y la Plataforma Burgalesa. El emplazamiento de esta rampa lateral estaría condicionada por accidentes de Zócalo NE-SO cuyo rejuego (que podría alcanzar el periodo neotectónico) habría originado bandas de cizalla sinestrales en la cobertura, evidenciadas por la densa red de

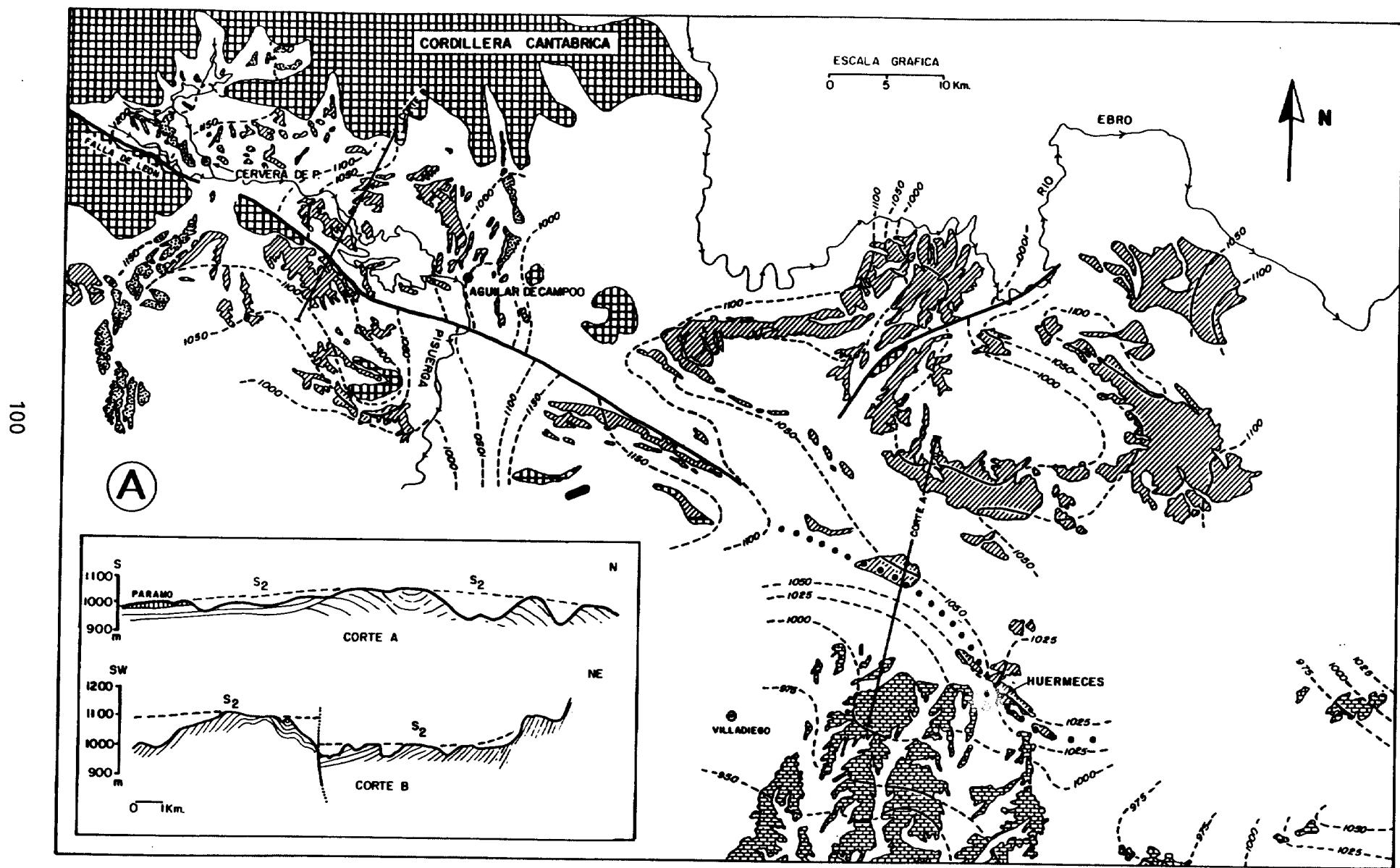


Fig. 3.4.2.-IA.- Superficie de erosión al borde NE de la Cuenca del Duero. Cortes esquemáticos. Sector cantábrico.

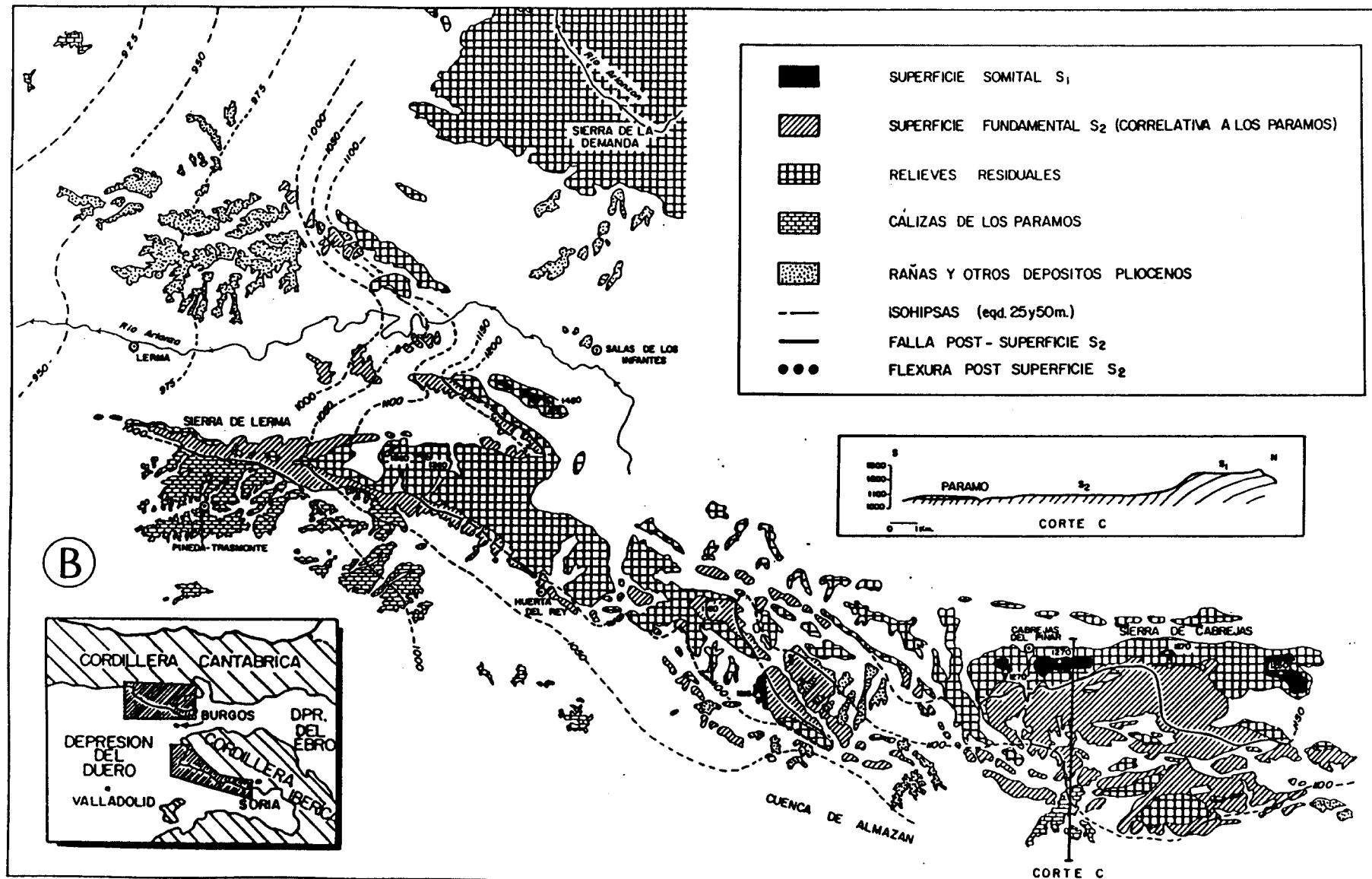


Fig. 3.4.2-IB.- Superficie de erosión neogenas en el borde NE de la Cuenca del Duero. Cortes esquemáticos. Sector Ibérico.

fracturación anómala (shear N45-60E) detectada en los materiales terciarios del interior de la Cuenca del Duero y muy particularmente en la zona considerada.

La edad más moderna atribuida a los materiales afectados por el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria ha sido Vallesiense (Santafe et al., 1982) en el yacimiento de Cellorigo, por lo que se supone que las últimas pulsaciones compresivas del frente de la Sierra tuvieron lugar en este periodo (Benito Fernández et al., 1991).

Hacia el Este el frente cabalgante puede seguirse hasta La Población, a partir de ahí desaparece como tal, siendo sustituido por dos fosas tectónicas limitadas por fallas de plano casi vertical que han debido de funcionar como fallas normales, la fosa de Santa Cruz de Campezo, la más occidental de orientación NE-SO limitada a ambos lados por materiales cretácicos, y la fosa de Sorlada de orientación E-O incurvándose a NE-SO separada por fallas del Cretácico situado al Norte y del Paleógeno de la depresión del Ebro al Sur. Estas fosas están rellenas en parte por materiales atribuidos al Plioceno (Olivé et al., 1985) por lo que la actividad de las fallas que las limitan pudieran alcanzar este periodo. En la falla normal del borde sur de la fosa de Sorlada, que presenta clara expresión morfológica, sólo se ha podido constatar que afecta a materiales del Oligoceno, cuyas capas en las proximidades de esta estructura presentan buzamientos comprendidos entre 70 y 90° e incluso invertidos. El salto de la misma es importante puesto que pone en contacto materiales que están separados en la columna estratigráfica al menos 2.000 m. (Hernández Samaniego et al., 1984).

Al NE de esta última estructura aparece una franja de dirección NE-SO definida por una fracturación muy intensa y la alineación de los diapiros de Arteta, Salinas de Oro, Alloz y Estella, coincidiendo además con el borde de la depresión del Ebro. Esta banda estructural de considerable importancia define la alineación Estella-Dax, localidad esta última situada en el SO de Francia.

La zona tectónica de Abárzuzo-Sierra de Andía está formada en su mayor parte por materiales carbonatados del Eoceno medio afectados por una intensa red de fracturación con clara expresión morfológica consistente en dos familias de fallas normales con cierta componente de desgarre con direcciones NNE-SSO y NE-SO. En conjunto definen un graderío morfológico con hundimiento generalizado hacia el SE, enlazando las alturas de la Sierra de Urbasa con la depresión del Ebro. Las estructuras más occidentales de todo este conjunto corresponden a las fallas de Lizárraga e Irazu que controlaron la paleogeografía de los niveles Paleocenos y Eocenos.

Las pautas generales de fracturación permiten interpretar (Olivé Davo et al., 1989) esta zona como un desgarre sinestral de la cobertura. Así, la Banda de Estella se interpreta como el resultado de varios fenómenos relacionados. Por un lado es incuestionable la existencia de un accidente de zócalo NE-SO que se prolonga hacia el Norte hasta el Macizo de Aldudes y la Sierra de la Demanda hacia el Sur.

Este accidente profundo fué activo durante el Mesozoico y controla la ubicación y actividad de la alineación diapirica. Durante la fase tectogenética actuó como desgarre sinestral con componente inversa, cabalgando a la Depresión de manera que induce al arrastre de la cobertura, que se flexiona de manera frágil en una banda amplia escalonándose hacia el SE (bloque cabalgado).

Possiblemente toda la banda corresponda a una rampa lateral del frente cabalgante de la Sierra de Cantabria, cuya ubicación quedó condicionada por la existencia del accidente de zócalo.

En el resto de la Cordillera Vasco-Cantábrica, tanto en la Zona Externa como Interna, no se pueden hacer referencias con respecto siquiera a la posible actividad neotectónica de determinados accidentes, ya que los sedimentos terciarios más altos presentes en la región corresponden al Eoceno marino y no existen estudios o trabajos geomorfológicos y tectónicos específicos que pongan en evidencia algún tipo de actividad neotectónica, a pesar de existir estructuras importantes de considerable desplazamiento como por ejemplo la falla de Villaro con 4.000 m. de salto, y que en la etapa de distensión regional post-orogénica podrían haber rejugado como fallas normales, generando fosas o semifosas. A escala regional sólo se observa una progresiva elevación del dominio continental y hundimiento del dominio marino, resultado de la compensación isostática con rejuvenecimiento del relieve y erosión remontante en las cabeceras de la red fluvial.

3.4.2.2. Los Pirineos

El Pirineo es una cadena alpina más o menos asimétrica, con vergencias sur más acusadas, especialmente en su parte central y oriental. Desde un punto de vista geológico, la cadena se extiende más allá de su ámbito meramente geográfico, hasta Cantabria por el Oeste (Pirineo Vascocantábrico) y hasta el Languedoc por el Este.

La falla Norpirenaica (dirección E-O) y la De Estella-Dax (dirección NE) separan dos grandes dominios (fig. 3.4.2.2 -I): uno situado al Norte y Oeste, con predominio de vergencias N, y otro situado al Sur y Este con predominio de vergencia al Sur al Oeste de la falla de Estella-Dax se

encuentra el Pirineo Vascocantábrico y al Este, el Pirineo Centrooriental (Muñoz *et al.*, 1983).

Los principales pulsos tectónicos que levantan la Cordillera tienen edades comprendidas entre el Cretácico superior y el Oligoceno.

El Pirineo Centrooriental

Resumiendo las concepciones sobre la estructura del Pirineo de Mattauer y Seguret, (1971), Muñoz *et al.* (1983) y Fontboté *et al.* (1986), en este dominio del mismo se distinguen de Norte a Sur las siguientes zonas y estructuras (figs. 3.4.2.2.-I y II):

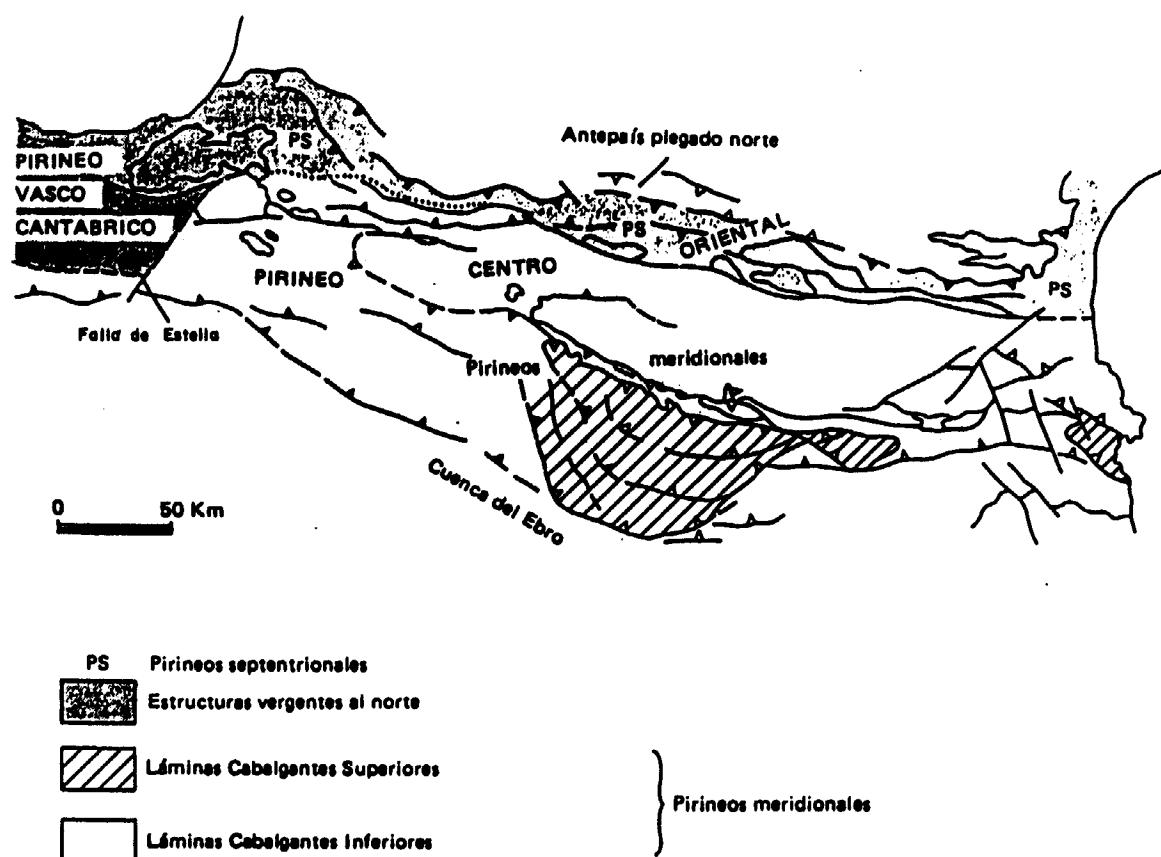


Fig. 3.4.2.2-I.- Las grandes unidades estructurales de la cadena pirenaica. Se han diferenciado las áreas en donde las estructuras principales vergen hacia el norte de las áreas en donde vergen hacia el sur (sectores sin trama gris en la figura). (MUÑOZ *et al.*, 1983).

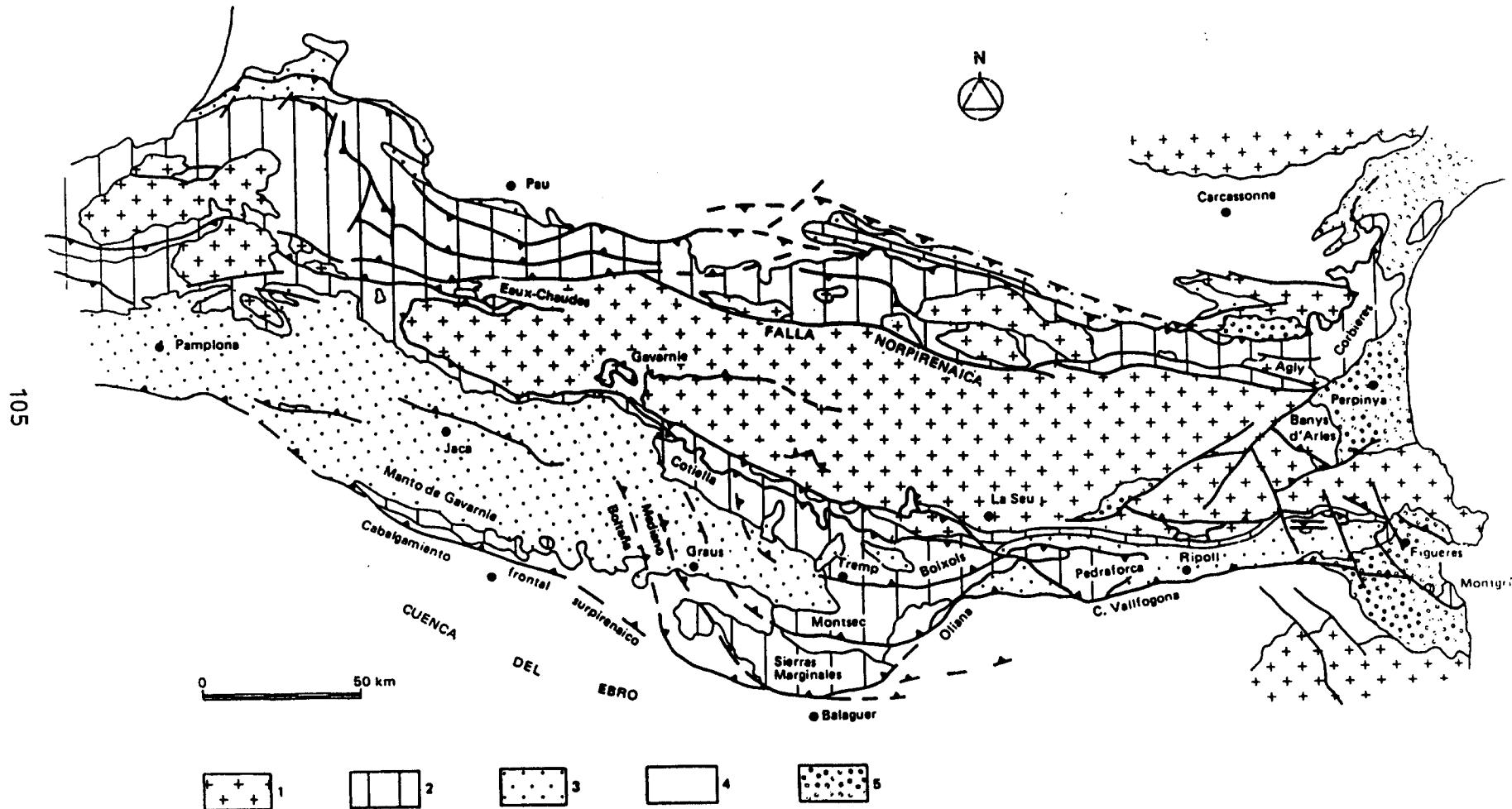


Fig. 3.4.2.2.-II.- Esquema geológico del Pirineo. 1: Zócalo hercínico; 2: Mesozoico; 3: Terciario incorporado en los mantos de corrimiento; 4: Terciario de los antepaíses; 5: Materiales post-orogénicos. Según PUIGDEFABREGAS and SOUQUET (1986), modificado. (Figura procedente de MUÑOZ *et al.*, 1983).

- Antepais plegado septentrional: cuenca terciaria de Aquitania.
- Pirineos septentrionales: franja de 20-40 km. de anchura de materiales mesozoicos, con vergencias predominantes al N. Salvo en su extremo occidental, está siempre sobre territorio francés.
- Falla Norpirenaica.
- Pirineos meridionales: divididos por Mattauer y Seguret (1.971) en zona axial (materiales plutónicos graníticos y en menor cantidad terrenos metamórficos y paleozoicos metamorfizados) y zona surpirenaica (ocupada por materiales de la cobertura mesozoico-terciaria). Desde un punto de vista estructural no existe apenas diferencia entre ellas, estando estructuradas en un conjunto de mantos de corrimiento, cabalgamientos y apilamientos antiformales con vergencia dominante al S. (fig. 3.4.2.2 -III).

En la zona surpirenaica el Triás superior y, en ocasiones, los materiales plásticos de la facies Garumn (formación Tremp) actúan como niveles de despegue de los cabalgamientos, originando un estilo tectónico de zócalo y cobertura.

- Cabalgamiento frontal surpirenaico.
- Antepais plegado meridional: terciarios de la Cuenca del Ebro.

Los mantos y cabalgamientos de vergencia S. de los Pirineos meridionales pueden estar agrupados en un conjunto de unidades, atendiendo a sus posiciones relativas, tipos de materiales presentes y edad de su ubicación (Santanach y Vilaplana, 1987):

* Unidades estructurales superiores:

Están integradas por la denominada Unidad Central Surpirenaica (mantos de Cotiella, Pedraforca y Montsec, principalmente), tratándose de unidades alóctonas con importantes traslaciones. En ellas el zócalo no está representado y la cobertura puede alcanzar una potencia de más de 3.000 m., estando constituida por una sucesión mesozoica bastante potente, con abundantes formaciones carbonatadas. Faltan casi por completo estructuras penetrativas por tratarse de un nivel tectónico alto. La edad de su emplazamiento es principalmente del final del Cretácico al comienzo del Eoceno.

* Unidades estructurales intermedias:

Las constituyen los mantos de Gavarnie y del Cadí. Los terrenos de zócalo están representados en las partes proximales (generalmente anteriores al Silúrico y con materiales tardihercínicos a veces adosados) y los de cobertura en las distales, presentando una serie menos completa que las unidades estructurales superiores. Los paleógenos del relleno de la cuenca

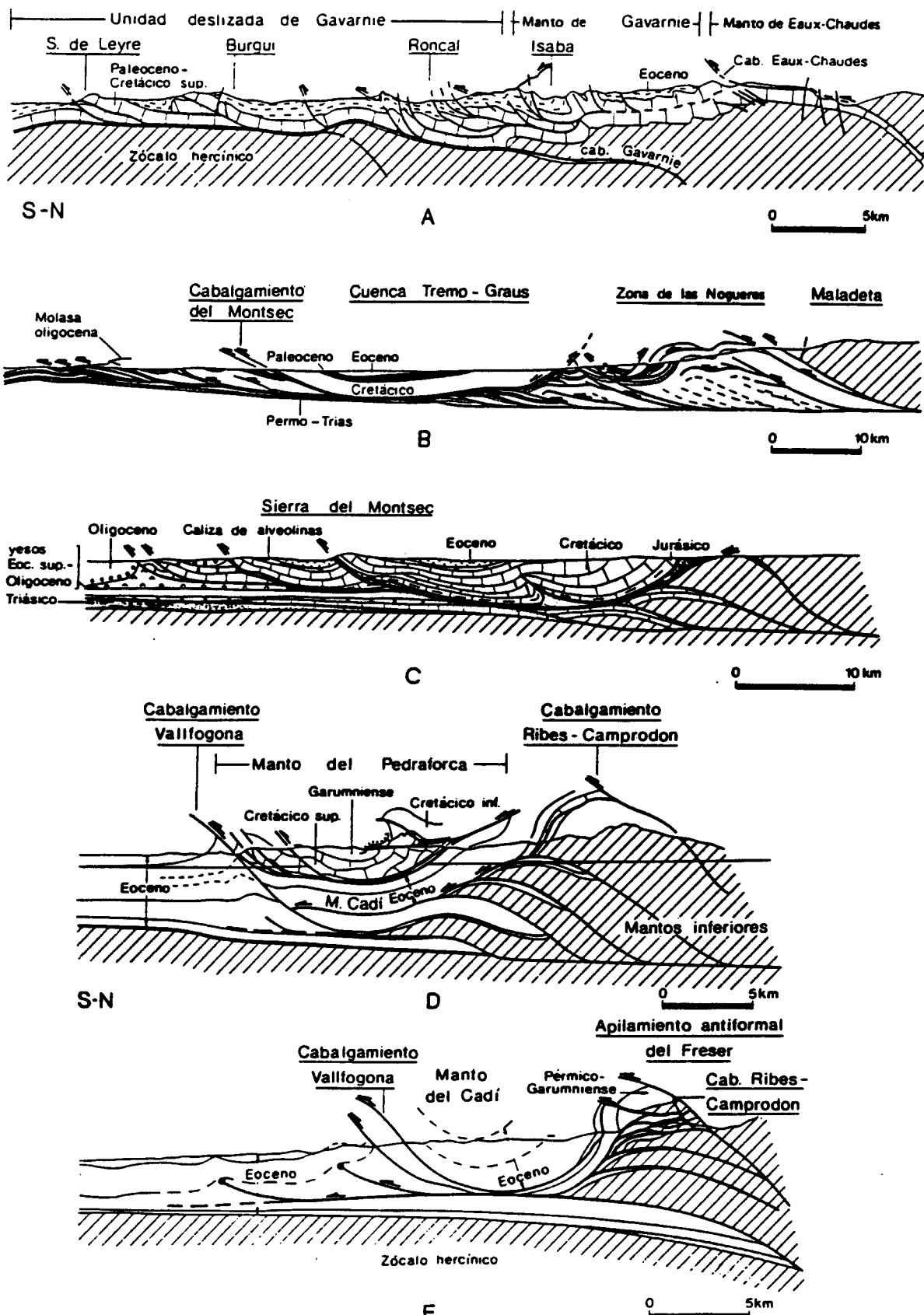


Fig. 3.4.2.2.-III.- Cortes geológicos de la vertiente surpirenaica del Pirineo central (A, B y C) y del Pirineo oriental (D y E). A. LABAU ME and SEGURET (1985), simplificado; B. WILLIAMS (1985); C. CAMARA and KLIMOWITZ (1985), D. VERGES and MARTINEZ, en prensa. (Figura procedente de MUÑOZ et al., 1983).

del antepaís meridional involucrados en estas unidades alcanzan hasta 3.000 m. de potencia. Tan sólo en lugares con alto grado de complicación tectónica pueden encontrarse esquistosidad y otras estructuras menores, propias de niveles tectónicos de alguna profundidad. Su emplazamiento sucede en el Eoceno superior y Oligoceno, llevando a cuestas a las unidades superiores.

* Unidades estructurales inferiores:

Involucran principalmente materiales del zócalo hercínico, siendo la cobertura muy delgada y con una incompleta representación del Mesozoico. En la parte meridional afloran en muy reducida extensión, esencialmente como dúplex que integran apilamientos antiformales. Donde mejor se deslindan es en las ventanas tectónicas de las zonas proximales de los mantos de las unidades estructurales intermedias. El grado de deformación interna es bastante alto, con desarrollo general de esquistosidad en las rocas de cobertura. Estas unidades fueron las últimas en trasladarse.

La determinación y delimitación de los movimientos neotectónicos en la Cordillera Pirenaica presenta suma dificultad, debido a que desde los últimos movimientos alpinos importantes ha estado sometida a un intenso proceso de denudación, probablemente acentuado por el elevamiento isostático de la Cordillera. Ello ha determinado que los sedimentos desde el Mioceno hasta nuestros días ocupen áreas muy reducidas y, por consiguiente, apenas sirvan para datar algunas estructuras como neotectónicas. Además, la estructura de estos depósitos es en muchos casos (como en los depósitos glaciares y periglaciares) caótica, poco apta para el reconocimiento de deformaciones. Por otra parte, la intensa erosión ha borrado en grandes extensiones de la cadena, cualquier resto de superficies de erosión neógenas. Todo ello hace que las deformaciones recientes conocidas no sean, con toda certeza, más que la "punta del iceberg" de lo que realmente debe de existir en una zona como es ésta, en proceso activo de reajuste isostático y con intensa y continua actividad sísmica.

Los materiales de la época neotectónica más significativos son los mio-pliocenos de la fosa de Puigcerdá, los pliocuaternarios de la fosa de Ampurdán, los glacis pliocuaternarios y los depósitos fluviales de los ríos que drenan el Pirineo y los depósitos glaciares, fluvioglaciares y periglaciares cuaternarios del Pirineo axial.

Neotectónica

No se van a describir en este apartado las deformaciones neotectónicas y diapiricas ligadas a la falla de Estella por ser comentadas en el apartado correspondiente al Pirineo Vascocantábrico (Ver epígrafe 3.4.2.1), ni las estructuras cuaternarias a las que se encuentra asociado el volcanismo de la

región de Olot en el otro extremo de la cadena, por estar más relacionadas con la dinámica reciente del margen mediterráneo y de las Cordilleras Costeras Catalanas, tratándose por tanto en el epígrafe correspondiente a éstas (epígrafe 3.4.2.4).

En el extremo occidental del Pirineo Centroriental existen diversas fallas de orientación en torno a E-O y N-S, que posiblemente han rejugado en la época neotectónica, a juzgar por los efectos morfológicos que llevan parejas. Algunas de ellas se localizan sobre el accidente De Estella-Dax.

En la parte central del Pirineo axial y en el borde septentrional de la zona surpirenaica, se reconocen en numerosos lugares, fallas de componente normal, como las atribuidas al Pleistoceno superior por Bardouau y Vilaplana (1986), con direcciones variadas pero dominando aquéllas comprendidas entre E-O y ESE. La longitud de estas fallas varía desde varios centenares de metros hasta 5 o más kilómetros, desplazando elementos importantes y recientes del relieve. Su origen hay que buscarlo en el levantamiento de la cadena por reajuste isostático tras los últimos máximos compresivos alpinos, a favor de fallas normales muy verticalizadas.

Más hacia el Este, situada a lo largo del accidente del Segre, aparece la semifosa de Puigcerdá, de dirección E-O en el lado español. Forma un ángulo y penetra en territorio francés con una dirección aproximadamente NE, acoplándose a la dirección del accidente del Segre. Se halla limitada por fallas normales de direcciones E-O y NE que se relevan, estas últimas con componente dextral, que limitan un área al Norte y al Noroeste en la que se depositaron materiales continentales detriticos en el Mioceno superior y en el Plioceno. Estos materiales se hallan afectados por diversos tipos de estructuras, fallas menores y basculamientos contra las fallas principales, habiéndose constatado su actuación a lo largo del Mioceno superior y del Pleoceno.

También en la parte central del Pirineo, pero más hacia el Sur, en las Sierras Marginales (fig. 3.4.2.2 -II), han sido descritas por Rodriguez (1986), Martinez y Pocovi (1984) y Sancho (1988) una serie de fallas normales que afectan a una superficie de erosión de probable edad Mioceno medio o superior. Estas fallas, de orientación diversa y con saltos del orden de la decena a la centena de metros, provocan basculamientos en dicha superficie de erosión, siendo probablemente rejuegos de fallas activas durante el periodo orogénico de la cadena. La edad de actuación última de estas estructuras podría ir desde el Mioceno medio hasta el Plioceno, edad esta última en que se desarrolla la superficie de erosión pliocuaternaria, la cual no se ve afectada por las fallas.

En este mismo sector de la cadena aparece un conjunto de deformaciones diapiricas. Es de destacar a lo largo del borde surpirenaico el anticlinal del yesos de Barbastro-Balaguer, el cual será descrito al hablar del diapirismo de la Depresión del Ebro (epígrafe 3.4.2.5). En el seno de la cadena, la cobertura mesozoico-terciaria se ve perforada en diversos lugares por los materiales plásticos del Keuper, formando grandes diapiros. La actividad de estos diapiros comenzó probablemente ya en el Oligoceno, habiéndose reconocido pruebas de la actuación cuaternaria de algunos de ellos (Riba y Llamas, 1962; Sancho, 1988) y sospechándose que también el resto se ha movido durante el Cuaternario.

Ya se ha comentado algo acerca de los efectos del levantamiento isostático cuaternario en el Pirineo central. A esto hay que añadir los datos de que se dispone en el Pirineo oriental, en donde parece ser que el levantamiento ha sido más o menos continuado desde el Mioceno inferior, con un máximo en el Mioceno superior y con importantes reactivaciones durante el Cuaternario (Calvet, 1985). Estudios realizados por Garwin (1985) arrojan tasas de levantamiento del orden de 0,1 a 0,2 mm/año para los últimos millones de años.

Por último, las manifestaciones termales más importantes vienen a coincidir con las fracturas que limitan los macizos graníticos principales (Santanach y Vilaplana, 1987), algunas de las cuales han sido ya comentadas por su actividad neotectónica.

3.4.2.3. La Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica se divide tradicionalmente en tres sectores (fig. 3.4.2.3.-I): el sector noroccidental, que incluye las sierras de Cameros y de la Demanda; el sector central, que comprende las dos alineaciones paleozoicas de las sierras de la Virgen-Vicort-Algairén-Peco y del macizo de Ateca (rama oriental y rama occidental, respectivamente), separadas por la fosa de Calatayud y orladas principalmente por mesozoicos; y el sector suroriental, de estructura más variada, constituido por la Serranía de Albaracín y Montes Universales, las fosas de Teruel, las sierras de Gúdar y Javalambre, el Maestrazgo y el área de Levante. A lo cual, hay que añadir la Sierra de Altomira.

Existen en la cordillera extensas superficies de erosión (especialmente la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica, de Peña et al., 1984). Esta cadena se estructura en fosas con rellenos sedimentarios continuos y bien datados. Gracias a ello se ha podido datar con bastante precisión la actividad de las fallas neotectónicas, por lo menos en los sectores central y suroriental. En el sector nororiental, la menor presencia de sedimentos recientes y la desconexión de sus superficies de erosión con

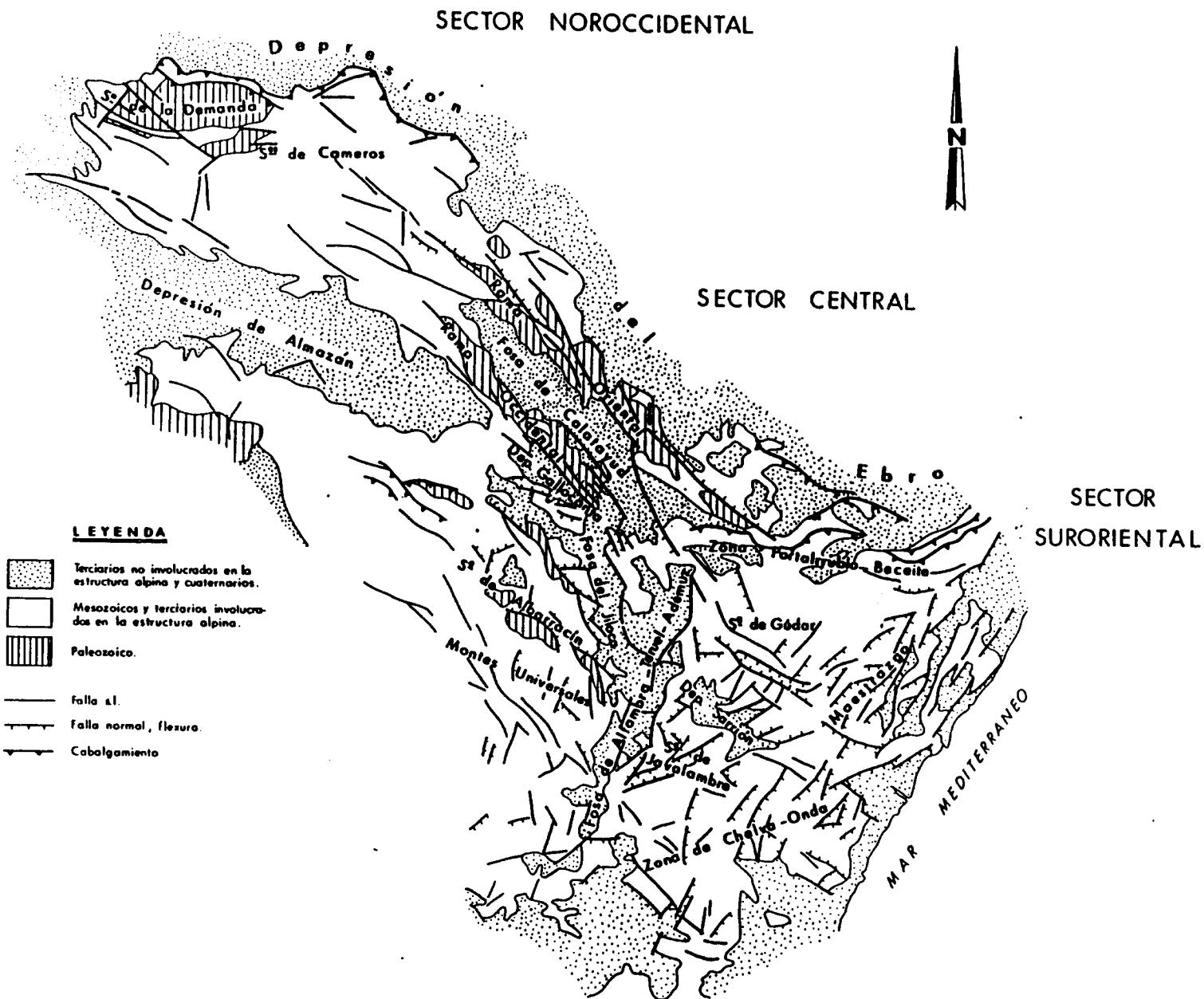


Fig. 3.4.2.3.-I.- Los distintos sectores de la Cordillera Ibérica.

respecto a las datadas en el resto de la cadena, hacen más dificultosa esta tarea. Este sector ha sido menos investigado en su aspecto netoestructónico, pero ello no significa que sea menos activo.

Neotectónica

Las directrices y estructuras neotectónicas coinciden casi siempre con las alpinas, de las que en su mayoría han sido heredadas. De este modo, se distinguen tres grandes dominios:

- Aquel en el que predominan estructuras neotectónicas de directriz ibérica (ESE a SSE). Comprende los sectores noroccidental, central y parte oeste del suroriental. En el sector noroccidental, las estructuras pueden presentar direcciones más próximas a la E-O.
- Parte este del sector suroriental (Maestrazgo y litoral levantino). Las estructuras dominantes son de dirección NE a NNE.
- Dominio intermedio entre los dos anteriores (fosa de Alfambra-Teruel-Ademuz y sierras de Gúdar y Javalambre), en el cual aparecen estructuras con ambas direcciones.

Sector Noroccidental.

Como ya se ha dicho, incluye las sierras de Cameros y de la Demanda, donde dominan las estructuras de directriz ibérica, pero también existen numerosos ejemplos de estructuras de dirección NE, especialmente en las proximidades de la prolongación del accidente de Estella-Dax. Este accidente actuó como un importante límite paleogeográfico durante el ciclo alpino, y separa los afloramientos paleozoicos de la Sierra de la Demanda de los cretácicos de las Sierras de Cameros.

El borde septentrional cabalga sobre los terciarios de la Depresión del Ebro, con una cobijadura de hasta unos 15-20 km. Los últimos pulsos compresivos de este cabalgamiento podrían haber llegado hasta el Vallesiense, al igual que sucede en el frente cabalgante de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes, al otro lado de la Depresión del Ebro. Sin embargo y hasta la fecha, no existen dataciones faunísticas que permitan datar los sedimentos cabalgantes.

En la parte meridional existen diversas fallas normales de posible edad neotectónica aunque sin constatar, dado que no afectan a sedimentos terciarios, sino que tan sólo producen rupturas en el relieve. No obstante, es muy probable que las situadas próximas al sector central de la cadena hayan

actuado en el Plioceno, pues en este lugar fracturas análogas han sido datadas con esa edad.

Otras fallas normales de dirección E-O controlan el depósito de importantes espesores de materiales pliocuaternarios. La más importante se sitúa al Sur de la Sierra de la Demanda. Esta falla es una de las que conforman el borde de la fosa tectónica rellena de materiales mesozoicos que separa los afloramientos paleozoicos de la Sierra de la Demanda de los de la Sierra de Neila.

Existen otras fallas normales con expresión morfológica, atribuidas al Cuaternario. Algunas de ellas podrían ser explicadas por efectos de la gravedad y por el flujo plástico de yesos, como las situadas sobre el frente de cabalgamiento. No obstante, no se puede descartar que este proceso haya podido ser desencadenado por una tectónica regional distensiva.

Rama occidental del Sector Central.

Está estructurada en dos núcleos paleozoicos (el macizo de Ateca, de mayores dimensiones, y el de Sierra Menera) orlados en su mayor parte por mesozoicos. Dichos mesozoicos están afectados por abundantes pliegues de dirección ibérica y por fallas de las familias SE a SSE y ENE a NE.

No parece existir un control tectónico importante de los sedimentos anteriores al Plioceno superior. Sin embargo, gran parte de los depósitos de edad Plioceno superior y Cuaternario presentan un cierto control tectónico mediante fallas normales de dirección próxima a la directriz ibérica (Gracia, 1990). Estas fallas son las responsables de la formación de pequeñas depresiones cuaternarias alargadas adyacentes al macizo de Ateca. La mayor de ellas es la de Gallocanta, prácticamente unida a la fosa del Jiloca.

Existen algunas otras familias de fallas minoritarias, también pliocenas, de dirección E y N a NNE.

Rama oriental del Sector central

Está integrada por los macizos paleozoicos de Codos-Montalbán, a los que se asocia una débil cobertura alpina afectada por estructuras de dirección ibérica. En su extremo sureste enlaza con la zona de Portalrubio-Beceite en la que las estructuras tienden a adoptar una orientación E-O.

En esta área los sedimentos recientes son escasos y los existentes, no parecen estar condicionados por estructuras tectónicas. Por ello, el principal marcador de la neotectónica es la Superficie de Erosión Fundamental de

la Cordillera Ibérica. Entre las líneas tectónicas más destacables está la línea de fallas de Codos-Rillo (NNE), que da paso al sistema de fosas de Calatayud-Calamocha-Teruel y que se prolonga hacia el NO. hasta las estribaciones de la Sierra del Moncayo. Otras fallas importantes son las de dirección ESE con bloque norte hundido y la línea de flexura de Torre las Arcas-Loscos, junto con las fallas normales de Ejulve-Utrillas, todas de dirección SE, configurando el accidente principal que marca el límite morfoestructural entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro. En la parte noroeste destaca la falla normal de dirección SE, con bloque noreste hundido, que pone en contacto Paleozoico y Mesozoico. Todas estas estructuras actuaron en el Plioceno superior.

Fosa de Calatayud

La depresión terciaria de Calatayud es una cuenca compleja que aparece rellena por sedimentos desde el Mioceno inferior y que es, en parte, reactivada como fosa tectónica durante los movimientos neotectónicos. En el sector central existe una importante acumulación de yesos resultante del funcionamiento de dicha fosa como área endorreica. La zona al Sureste de la misma funcionó ya como cuenca sedimentaria bajo régimen compresivo durante todo el Paleógeno, existiendo estructuras compresivas en su límite con la rama occidental de la Cadena, que actúan hasta bien entrado el Mioceno inferior.

La estructura neotectónica de la fosa es asimétrica. Su límite noreste queda marcado por la línea de fallas de Codos-Rillo y por otras fallas normales paralelas a ésta que hunden la fosa con respecto a la rama oriental. Este límite es activo desde el Mioceno hasta el Plioceno superior, con fallas que en su límite suroeste hunden el borde de la rama occidental y las estribaciones septentrionales de la fosa del Jiloca. En el último tramo (falla de Calamocha), ésta llega a afectar a los abanicos cuaternarios de probable edad Pleistoceno inferior-medio. El dispositivo neotectónico es pues el de bloques en escalera, hundidos sucesivamente hacia el SO hasta la depresión de Gallocanta y basculados hacia el NE.

Existen en la parte noroccidental deformaciones de tipo diapirico (Hoyos *et al.*, 1979) que afectan a las terrazas del río Jalón. Asimismo, existen numerosas deformaciones de depósitos cuaternarios debidas a colapsos y subsidencias kársticas en la formación yesífera infrayacente, por tanto dichas deformaciones no deben ser confundidas con verdaderas estructuras neotectónicas.

Fosa del Jiloca

Se caracteriza por contener únicamente un relleno generalizado de edad Plioceno superior-Cuaternario. Sólo en sus extremos norte y sur existen, bajo el mismo, depósitos del Mioceno-Plioceno inferior, pertenecientes en realidad al ámbito de las cuencas miocenas de Calatayud y Alfambra-Teruel, respectivamente (Simón, 1983). La traza de la fosa es de dirección submeridiana, aunque las fallas que la limitan son de dirección dominante entre SE y SSE. (figs. 3.4.2.3 -II y III).

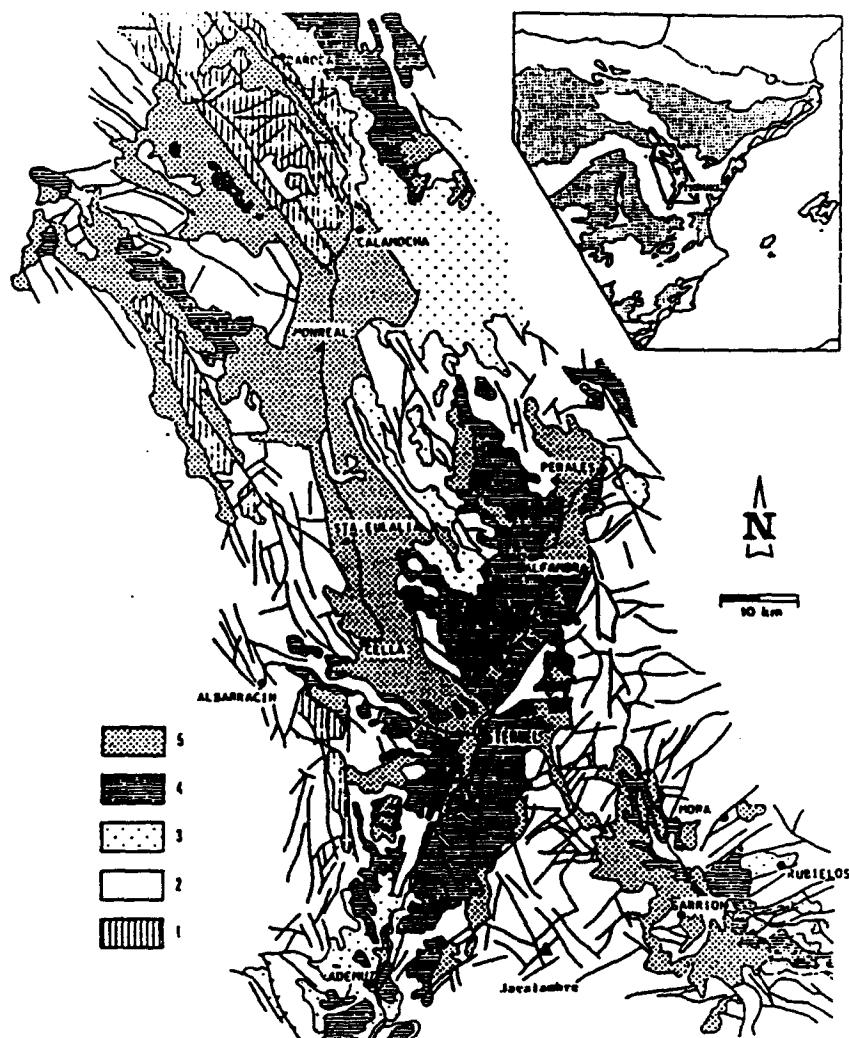


Fig. 3.4.2.3.-II.- Esquema estructural y de situación del sistema de fosas de Teruel. 1: Paleozoico; 2: Mesozoico; 3: Oligoceno (?)-Miocene inferior sinorogénicos; 4: Miocene superior-Plioceno inferior post-orogénicos; 5: Plioceno superior-Cuaternario. (Simón, 1983).

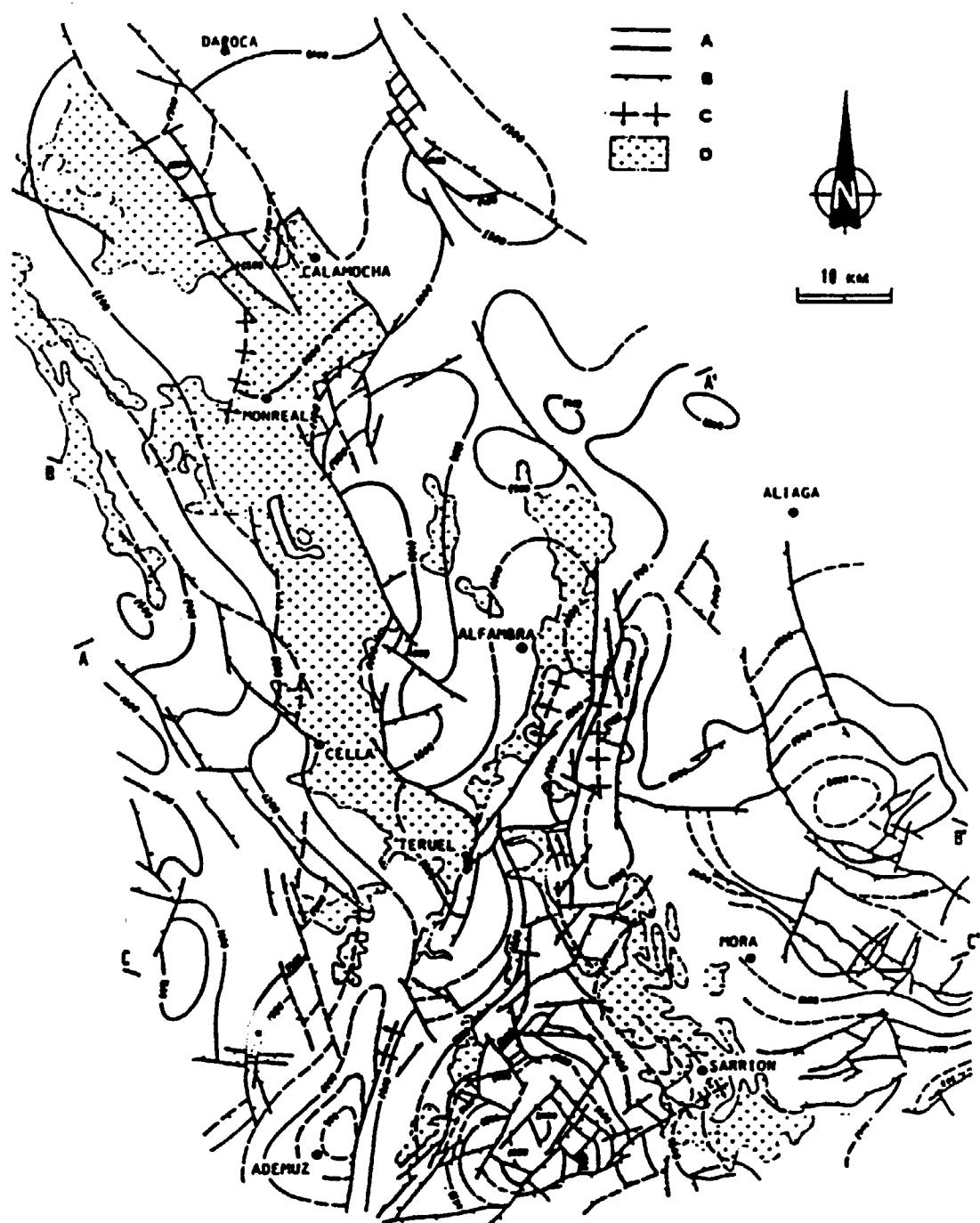


Fig. 3.4.2.3.-III.- Mapa de contornos estructurales de la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica. A: Isohypsas. B: Fallas. C: Flexuras. D: Rellenos pliocuaternarios. (Simón, 1983)

Se trata también de una fosa asimétrica. Su borde oriental es más abrupto y aparece limitado por varias fallas normales en relevo. El occidental es más complejo, presentando una serie de fallas normales en relevo y en graderío, que hunden progresivamente la Superficie de Erosión Fundamental bajo los materiales detriticos de la fosa. Todas estas fallas comenzaron su actividad neotectónica en el Plioceno superior. En el borde oriental, las situadas en su extremo norte y más al sur (fallas de Calamocha y de Caudé, respectivamente) tienen una probada actividad cuaternaria. La falla de Caudé (fotos 3.4.2.3.-b y c) afecta a la terraza media del río Alfambra, atribuida por Moissenet (1985) al Riss temprano (Pleistoceno medio). Al Sur de la falla de Calamocha, ya descrita anteriormente, y casi enlazando con ella, aparece un sistema de fallas normales N a NNO que presentan una actividad cuaternaria muy reciente, afectando a depósitos de vertiente de probable edad würmiense, e incluso a un suelo holoceno (Capote *et al.*, 1981). En su conjunto configuran, una morfología en "valles tectónicos" (Gutiérrez *et al.*, 1983 a). Entre las fallas de Calamocha y la de Caudé, la de Sierra Palomera produce un salto de unos 400 m. en la superficie de Erosión Fundamental y afecta a sedimentos pliocuaternarios de la fosa (fot.3.4.2.3.-a).



Foto 3.4.2.3.- a.- Falla de Sierra Palomera que pone en contacto depósitos del Mioceno y del Pliocuaternario. (Foto J.A. ALFARO).

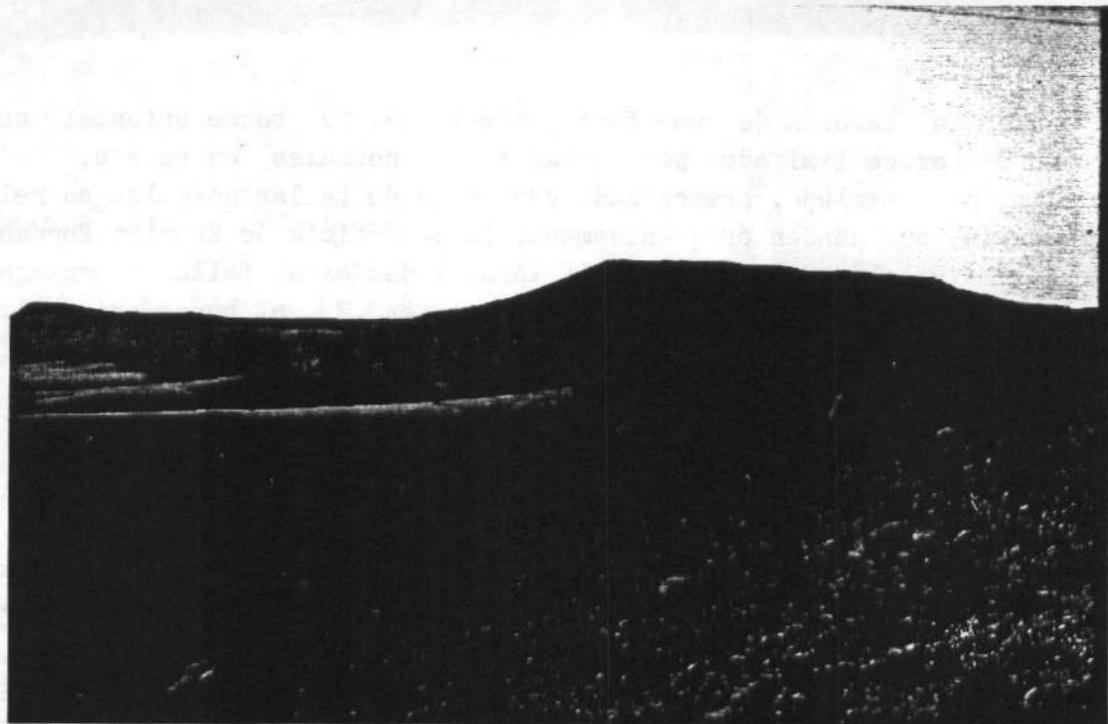


Foto 3.4.2.3.- b.- Expresión morfológica y abanicos pleistocenos fallados a lo largo del Condé (Foto J.A. ALFARO).



Fot. 3.4.2.3.- c.- Falla del Caudé poniendo en contacto un depósito mioceno con un abanico pleistoceno de la fosa de Jiloca (Foto J.A. ALFARO).

Durante el Cuaternario, los depósitos fluviales no se han encajado, sino que se han superpuesto al glacis villafranquiente, de lo cual se deduce que la subsidencia reciente de esta fosa ha sido lo suficiente como para compensar la tendencia regional al encajamiento de la red fluvial.

Fosa de Alfambra-Teruel-Ademuz

Esta depresión presenta una directriz general NNE (fig. 3.4.2.3 -II y III) Su estructura en sentido transversal es la de una semifosa, con un borde abrupto oriental constituido por fallas de dirección entre N y NE que cortan oblicuamente al conjunto de estructuras de plegamiento existentes en los macizos mesozoicos.

El relleno de la fosa está formado por materiales esencialmente neógenos, quedando el Cuaternario restringido prácticamente a las terrazas fluviales. La secuencia estratigráfica es bastante completa y conocida para el periodo neotectónico, repitiéndose de forma más o menos completa en la mayoría de las fosas neógenas de la Cordillera Ibérica. Es por ello que será descrita con un cierto detalle. Pueden distinguirse tres ciclos sedimentarios, separados localmente por discordancias, y que se relacionan con tres etapas distintas de la evolución tectono-sedimentaria de la región (Simón, 1983):

- a) Ciclo inferior Neógeno: Lo forman los materiales más antiguos que rellenan la fosa, y que aparecen únicamente en su extremo sur, donde se han datado niveles pertenecientes al Aragoniense (Adrover, 1975; Adrover *et al.*, 1978). En el resto de la fosa, sin embargo, el relleno masivo de la misma no parece comenzar hasta el Vallesiense, edad a la que corresponden un buen número de yacimientos repartidos por toda la fosa y situados en los niveles basales de la serie.
- b) Ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior: Constituye una serie con predominio detritico en la base y carbonatado hacia el techo, que representa el relleno principal y de mayor extensión espacial de la fosa. Una enorme cantidad de yacimientos de mamíferos a lo largo de ella ha permitido precisar la edad de este conjunto entre el Vallesiense inferior y el Villafranquiente basal (Adrover, 1975; Adrover *et al.*, 1978; Moissenet, 1982). Los últimos carbonatos (facies de caliza del Páramo) constituyen el nivel de colmatación de la cuenca lacustre mio-pliocena y enrasan lateralmente con la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica.
- c) Ciclo Plioceno superior: Está constituido por depósitos detriticos de piedemonte que afloran únicamente en ciertos puntos del margen

oriental y en el extremo norte de la depresión (área de Perales de Alfambra), indicando un tránsito hacia condiciones exorreicas.

En cuanto a las deformaciones neotectónicas, hay que hablar, en primer lugar, del basculamiento generalizado hacia el E de toda la serie del Mioceno superior-Plioceno inferior en el sector norte de la fosa. Tal disposición se resuelve, en las proximidades de la falla oriental, mediante un buzamiento dominante en sentido contrario y la consiguiente formación de un sinclinal laxo al pie de dicho accidente. Este basculamiento es consecuencia del rejuego de la falla oriental de la fosa durante una etapa de importantes movimientos de componente vertical que se desarrolla fundamentalmente en el Plioceno superior y se continúa durante el Cuaternario.

El glacis villafranquense de Perales, aunque no se encuentra en su conjunto afectado por deformaciones importantes, sí aparece claramente basculado en la parte más oriental, en relación con una reactivación cuaternaria de la falla submeridiana del extremo norte de la fosa.

En los alrededores y al norte de Teruel el río Alfambra presenta niveles de terraza en los que existe un buen registro de deformaciones cuaternarias (Moissenet, 1980, 1985, 1988; Peña et al., 1981; Peña, 1983). Tales deformaciones incluyen ondulaciones de escala media en la propia superficie de dichas terrazas, junto con fracturas que afectan a dichos depósitos (fot. 3.4.2.3.-d).

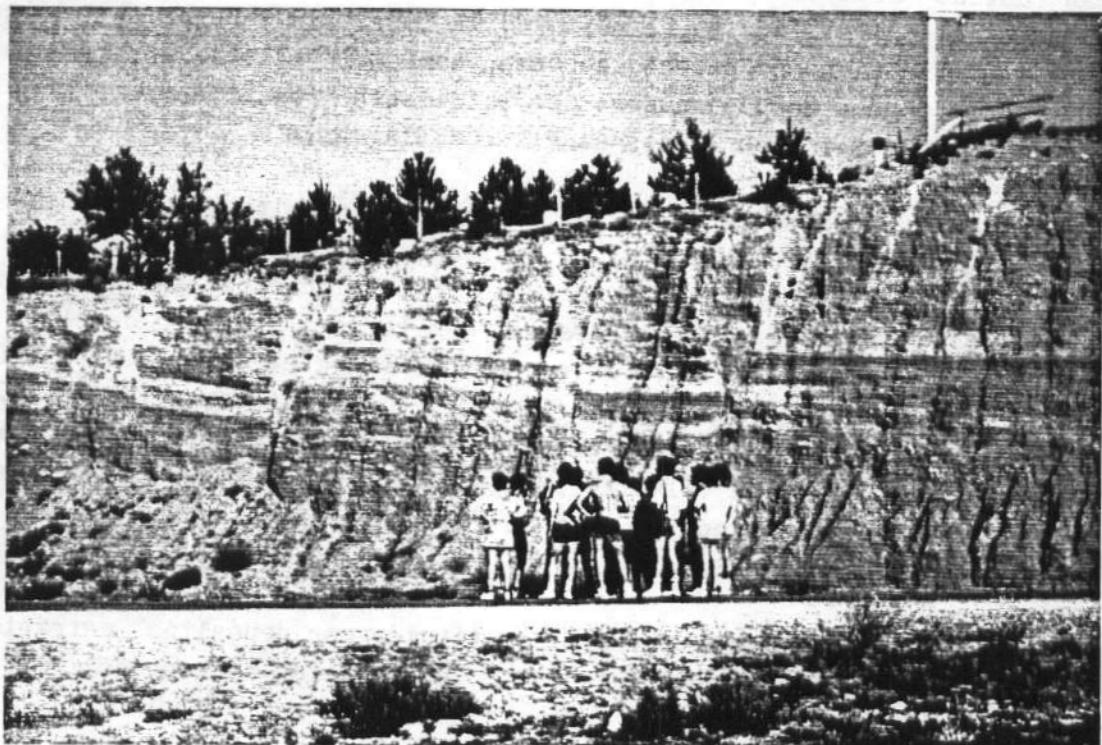


Foto 3.4.2.3.- d.- Fallas normales en la terraza media del río Alfambra en las proximidades de Teruel . (Foto J.A. ALFARO).

Hacia el Sur de Teruel los materiales del Plioceno superior y Cuaternario son más escasos. No obstante, los primeros presentan síntomas de deformaciones importantes, apareciendo estructuras perpendiculares a la depresión principal.

En el segmento más meridional de la fosa se mantiene también la estructura de semigraben, aunque con la complicación que supone su desdoblamiento en dos bloques. También en este caso se aprecia un basculamiento general de la serie neógena hacia el Este, cuya base, en este caso, corresponde al ciclo inferior neógeno, presentando estructuras activas desde el Mioceno inferior hasta el Mioceno superior.

Serranía de Albarracín y Montes Universales

Todo el conjunto montañoso situado al Oeste de las fosas de Teruel presenta un dominio total de los materiales mesozoicos, afectados por pliegues y cabalgamientos de dirección ibérica. Unicamente cabe señalar la presencia de ciertos bloques paleozoicos en su porción septentrional (Sierra de Albarracín), que representan anticlinales de zócalo-cobertera realizados como horsts en las etapas distensivas tardías (Riba, 1959; Viallard, 1973).

Los depósitos del periodo neotectónico se limitan a afloramientos muy aislados, de forma que los movimientos recientes sólo han quedado registrados por su incidencia sobre la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica. Esta se encuentra abombada en ciertas zonas de estos macizos y desplazada por fallas cuya dirección preferente es de ESE a SSE. Las mismas fallas que, dispuestas en relevo, configuran el borde occidental de la fosa del Jiloca, penetran también en la sierra.

Muy probablemente, las estructuras pliocenas se continúen hacia el Oeste y hacia el Noroeste, aunque dicha continuidad no ha sido constatada hasta la fecha debido a la falta de trabajos sobre neotectónica en estas áreas.

Zona de Portalrrubio-Beceite

Esta zona comprende el haz de pliegues y cabalgamientos que enlaza por el este con las Catalánides (arco de pliegues y cabalgamientos de Portalrrubio-Beceite, de Canerot, 1974). Los materiales son principalmente mesozoicos, existiendo también algunas cubetas terciarias que, en algún caso, llegan a conectar con la Depresión del Ebro. Las estructuras alpinas cambian alternativamente de dirección ESE a ENE (directriz "ibérica" y "catalánide", respectivamente), adoptando en las áreas de articulación direcciones E-O.

Las estructuras neotectónicas consisten en unos sistemas de fracturas de pequeña escala (no cartografiadas), con direcciones preferentes NNE y ESE, que afectan a materiales del Mioceno, junto con serie de fallas normales y flexuras que afectan a la Superficie de Erosión Fundamental. Estas últimas adoptan direcciones de NE a E-O en la parte oriental de esta zona y fundamentalmente ESE en la occidental.

Sierras de Gúdar y Javalambre

Se trata de las sierras más importantes que limitan por el Este la fosa de Alfambra-Teruel-Ademuz (figs. 3.4.2.3 -III y IV). Separándolas en dirección SE aparece la depresión de Sarrión.

Las estructuras alpinas más significativas son las de dirección ibérica, mientras que las transversas son minoritarias. Sin embargo, estructuras neotectónicas se producen en ambas direcciones, aunque aumentando la frecuencia de las segundas hacia el Sureste. No existen apenas sedimentos de la época neotectónica, por lo que las estructuras neotectónicas se han deducido a partir de los escalones producidos en la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Pailhe, 1974; Simón, 1984).

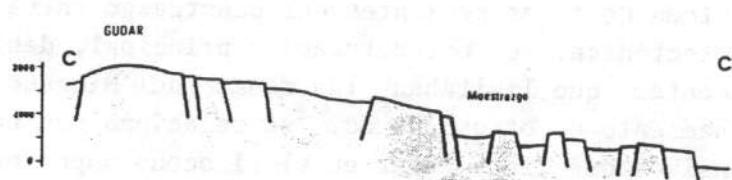
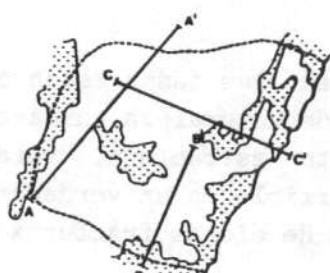
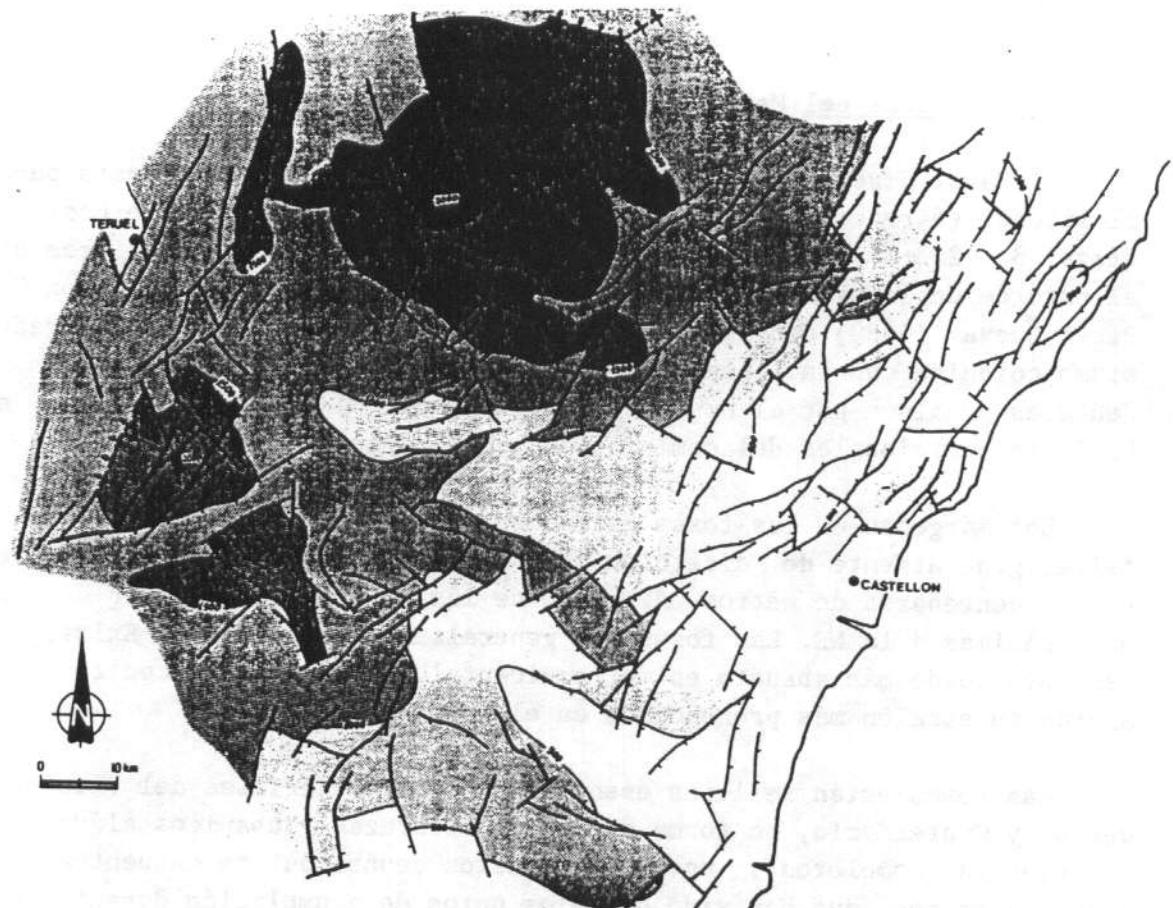
El desplazamiento vertical de las fallas alcanza frecuentemente valores hectométricos, especialmente en la Sierra de Javalambre y en la articulación de la Sierra de Gúdar con la depresión de Sarrión.

En el núcleo mismo de Javalambre existe un registro significativo de fracturas que afectan a sedimentos pleistocenos de conos y vertientes. De acuerdo con los trabajos de Calvo *et al.* (1983) y Simón (1984) esta fracturación se habría producido en el Pleistoceno medio-superior.

Depresión de Sarrión

Presenta una dirección SE (fig. 3.4.2.3 - II, III y IV). Globalmente constituye una cuenca con un relleno neógeno en el que también están representados tres conjuntos sedimentarios ya descritos en la fosa de Alfambra-Teruel-Ademuz. En orden cronológico, cada uno de ellos aparece en una extensión mayor que el anterior, lo que evidencia una progresiva ampliación de la cuenca, la cual se produce esencialmente de SE a NO.

En esta serie, los indicadores de neotectónica no son muy numerosos, aunque existen fallas normales de dirección ENE que afectan a depósitos del Mioceno, llegando a alcanzar al Mioceno superior. Otras deformaciones de menor importancia (discordancias internas, basculamientos y flexiones, relacionadas con fallas normales) afectan a los depósitos del Plioceno superior.



Fg. 3.4.2.3- IV. Esquema del mapa de contornos estructurales de la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica en la parte este del sector suroriental y cortes esquemáticos. (Simón, 1.984).

Sistemas de fosas del Maestrazgo

El Maestrazgo está configurado en una serie de fosas y horsts paralelos al litoral (dirección NNE) que van descendiendo progresivamente hacia el mar (figs. 3.4.2.3-IV y V). Este sistema de fosas y horsts ocupa el área situada al este de un importante escalón topográfico y estructural que Simón Gómez y Pérez Cueva (1980) denominan "escalón de Tortosa -Onda". El trazado del mismo coincide con la línea que forman los límites de las fosas más occidentales y enlaza por el Norte con la falla del Bajo Ebro, ya en las estribaciones meridionales del dominio Catalánide (ver epígrafe 3.4.2.4.).

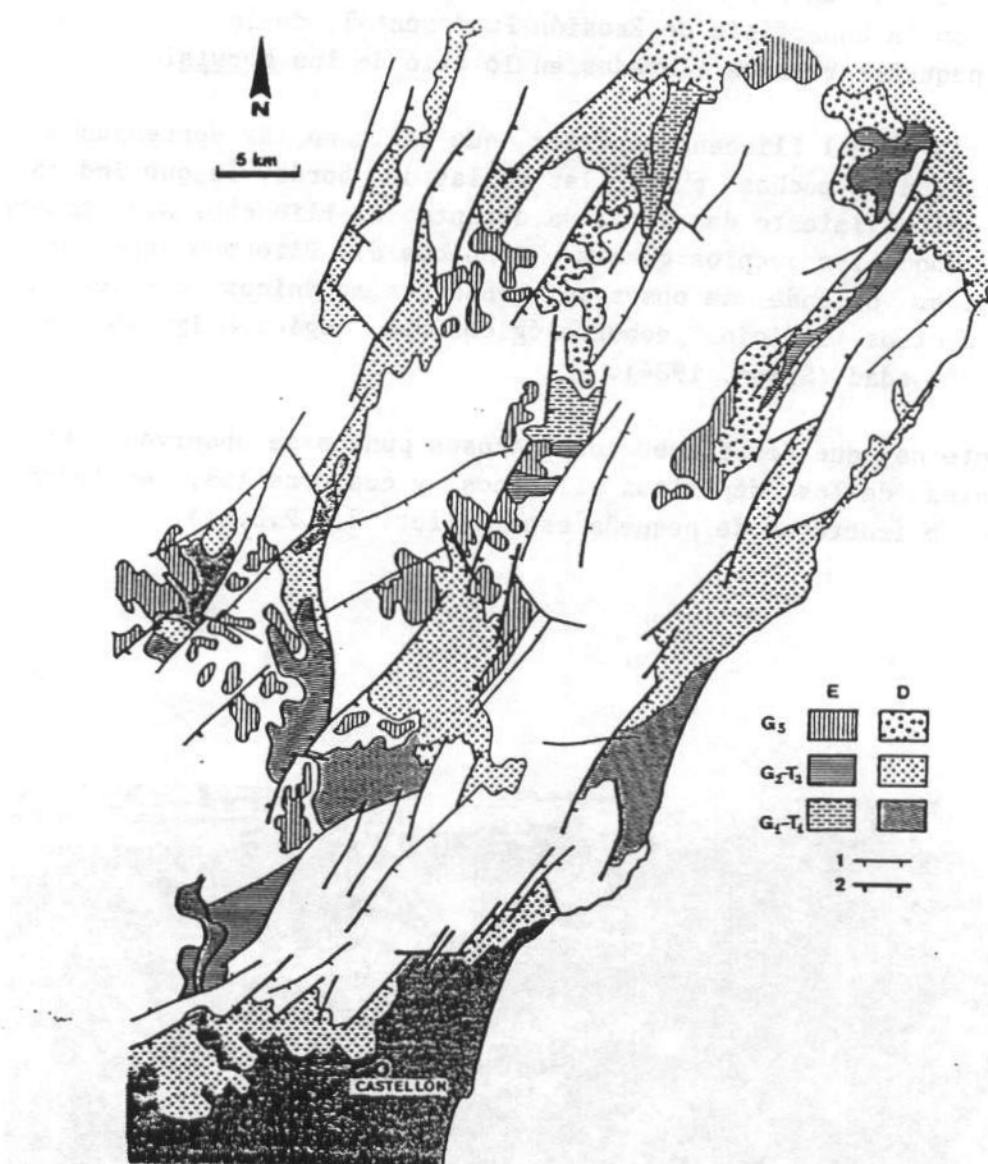
Los márgenes de las fosas están constituidos casi siempre por una sola falla, generalmente de dirección NNE, cuyo salto puede llegar a alcanzar varios centenares de metros. El resto de las fallas pueden tener direcciones más próximas a la NE. Las fosas son generalmente asimétricas. Existen algunas cuyo borde más abrupto es el occidental. Otras, por el contrario, presentan su escalón más pronunciado en el borde oriental.

Las fosas están llenas esencialmente por materiales del Plioceno superior y Cuaternario, en forma de glacis, terrazas y abanicos aluviales. Los paquetes más completos y potentes de estos depósitos se encuentran en los llanos costeros, que han sido dominios netos de acumulación durante todo el Cuaternario.

Los bloques elevados que separan las fosas están constituidos principalmente por materiales cretácicos de naturaleza calcárea. En ellos las fallas representan el único elemento estructural verdaderamente notable, cuarteando el Mesozoico hasta convertirlo en un verdadero mosaico de bloques menores. Las direcciones dominantes de dichas fracturas son NNE a ENE y, con menor desarrollo, ESE.

A parte de los mencionados materiales mesozoicos y plioceno- cuaternarios, es preciso mencionar también la presencia de ciertos afloramientos importantes de depósitos terciarios del Mioceno que ocupan indistintamente ambos ámbitos estructurales. Su distribución de espesores y facies sugiere que se trata de rellenos de un antiguo sistema de semifosas, de la misma directriz NE a NNE que presentan las fosas actuales, pero esencialmente distinto, como lo prueba el hecho de que parte de dichos rellenos se encuentren ahora en bloques elevados (Simón, 1984).

Todo el sistema de fosas recientes del Maestrazgo entra de lleno en el ámbito de la neotectónica. Su estructuración principal, debida en parte al rejuego de accidentes que limitaban las fosas del Mioceno inferior y en parte al funcionamiento de otros nuevos, se relaciona con una etapa de movimientos distensivos que tiene lugar en el Plioceno superior-Pleistoceno.



Fg. 3.4.2.3- V. Esquema morfoestructural del sistema de fosas del Maestrazgo.
 E: Superficies erosivas, desnudas o con cubierta delgada.
 D: Superficie de depósito. 1: Fallas posteriores a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica. 2: Fallas posteriores a G3. G3: Villafranquense inferior. G2-T2: Pleistoceno inferior-medio. G1-T1: Pleistoceno superior.
 (Simón, 1.984).

Al igual que ocurría en otras áreas de la Cordillera Ibérica, tales movimientos dislocan la Superficie de Erosión Fundamental, de la que únicamente se conservan pequeños retazos elevados en lo alto de los horsts.

Los materiales del Plioceno superior que rellenan las depresiones así formadas fosilizan en muchos puntos las fallas de borde, lo que indica la paralización del movimiento de éstas ya durante el Plioceno. Sin embargo, existen otras donde los propios glacis y abanicos del Plioceno superior han sido desplazados, o donde se observan contactos mecánicos con depósitos cuaternarios u otros indicios geomorfológicos que sugieren igualmente movimientos de esa edad (Simón, 1984).

Finalmente hay que decir que en numerosos puntos se observan deformaciones puntuales de los depósitos pliocenos y cuaternarios, en forma de basculamientos o fracturas de pequeña escala (fot. 3.4.2.3.-e).



Foto 3.4.2.3.-e.- Discordancia progresiva en un abanico pleistoceno de la fosa de la Rambla de la Viuda (Foto J.A. ALFARO).

Zona de Chelva-Onda

Está integrada por materiales de muy diversa edad, destacando franca-mente los sedimentos triásicos en su parte oriental. En esta última predo-mina la tectónica alpina de fractura y existen estructuras de carácter diapírico que, en ocasiones, producen deformaciones que es preciso tener en cuenta para diferenciarlas de aquéllas debidas a la neotectónica. Las di-recciones de fallas dominantes son las NNE a ENE y las ESE.

Los materiales del período neotectónico son escasos, con excepción de las extensas zonas litorales ocupadas por sedimentos cuaternarios (Plana de Castellón y Plana de Valencia).

Las estructuras neotectónicas son, en primer lugar, las fallas normales de dirección NE a NNE que afectan a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (por tanto, de edad Plioceno superior), junto con otra familia minoritaria de fallas, también del Plioceno superior y dirección ESE, que articulan las depresiones del Palancia y del Mijares (Simón, 1984).

Existe actividad cuaternaria de fallas, especialmente en la zona de articulación con el área del litoral, donde se ha descrito una flexura a lo largo de la línea de costa que afecta a depósitos cuaternarios. Otras fallas de orientación diversa articulan el borde sur ibérico con la depresión de la Mancha, afectando a depósitos pliocuaternarios o reflejándose en la geomorfología.

Sierra de Altomira.

El conocimiento de la Neotectónica de este sector es muy inferior al de la Cordillera Ibérica, faltando un estudio regional que haya integrado las unidades geomorfológicas y las formaciones sedimentarias recientes de ambos sectores.

Los trabajos de García Abbad (1975 y 1978 entre otros) se centraron sobre la evolución mesozoica y terciaria del enlace entre el sector meri-dional de la Sierra de Altomira y la Serranía de Cuenca, llegando a definir para el Neógeno una superficie de erosión intramiocena que habría sido des-nivelada por la fase Estárica (Neocastellana), experimentando nuevos retrabajamientos en los bloques situados más bajos, generándose una super-ficie finineógena, posteriormente a la cual no define otros episodios de inestabilidad.

No obstante, y hasta que no se realicen otros estudios detallados sobre la geomorfología y neotectónica de este sector, las claves de su neotectónica deben buscarse en las zonas limítrofes y especialmente en la

cuenca de Madrid, donde Capote y Fernández Casals (1978) pusieron de manifiesto las deformaciones (escalones y pliegues de gran radio) experimentadas por las calizas de los páramos. Dichas deformaciones fueron asignadas a la fase Rodánica o Iberomanchega I (Aguirre *et al.*, 1976). Por otro lado los trabajos en curso para la realización de algunas de las hojas geológicas de este sector están poniendo de manifiesto una cierta actividad del frente cabalgante de la Sierra de Altomira con posterioridad al depósito de las calizas mencionadas (P. Hernaiz, com. pers.). Dicha actividad puede enmarcarse también dentro de la mencionada fase pliocena.

En relación con el supuesto basculamiento de la superficie de erosión que trunca las estructuras así generadas en las calizas de los páramos, ya se ha discutido en el apartado (5.3.1.3.) su posible carácter atectónico y exclusivamente morfogenético. En línea con todo lo anterior se ha optado por representar como accidentes con posible actividad en el período neotectónico, el frente cabalgante de la Sierra de Altomira junto con diversos accidentes transversos, detectados por geofísica y por algunas anomalías morfológicas. Dicha valoración podrá realizarse con mayor precisión tras la finalización de los trabajos en curso ya mencionados.

Campos de esfuerzos neotectónicos

En todo el ámbito de la Cordillera (Simón, 1988, 1989, 1990), y al menos para el Plioceno superior, el campo de esfuerzos neotectónico predominante, deducido a partir de análisis microestructural de fallas (Simón, 1983, 1984, 1989; Casas, 1985; Paricio, 1986; Alfaro, 1987; Simón y Paricio, 1988), parece ser del tipo de distensión radial. No obstante, aparecen localmente estados de esfuerzo compresivos en régimen de desgarre, con máxima compresión en torno a las direcciones N y NNE. Estos desgarre evidencian que a lo largo del Mioceno superior y Plioceno, el campo compresivo mantiene todavía cierta importancia.

Síntesis evolutiva de la Cordillera Ibérica

Desde que se instaura la distensión generalizada, a partir del Aragoniense superior, empiezan a estructurarse en la cadena una serie de fosas tectónicas que irán ampliándose sucesivamente y en las cuales tendrá lugar a partir de entonces la sedimentación continental de la cadena. Parte de estas fosas se instala sobre áreas que ya antes eran sede de sedimentación continental bajo régimen compresivo (ciclo inferior neógeno de la fosa de Calatayud-Montalbán, área de Ademuz y área de Sarrión), continuando la sedimentación continental sin apenas interrupción. El resto es de nueva generación y amplian el área de sedimentación de Mioceno inferior (semigraben de Alfambra-Teruel- Ademuz principalmente).

En este sistema de fosas se deposita el ciclo superior neógeno, el cual comprende desde el Aragoniense superior hasta el inicio del Villafranquien-
se en algunas áreas. Sus facies son bastante constantes y uniformes en el espacio. Presenta en general un marcado carácter detritico, de tonos rojos y culmina con una unidad carbonatada que se suele desdoblar en dos niveles (el "Páramo").

Simultáneamente al relleno de las fosas, se desarrolla en casi toda la Cordillera la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (SEFCI) (Peña *et al.*, 1984). Esta constituye un destacado marcador crono-
lógico y tectónico, ya que la edad de su formación está perfectamente aco-
tada y, debido a la plenitud del relieve resultante, las deformaciones que la afectan quedan patentes. Localmente, la SEFCI sufre un desdoblamiento como consecuencia del rejuego normal de fallas durante el Turolense (Gracia *et al.*, 1989). Las consecuencias de este pulso tectónico quedan limitadas a los bordes de las fosas, en donde es frecuente observar cómo la SEFCI queda desdoblada en dos: una, cuya elaboración quedó truncada en el Turolense, en posición elevada unas decenas de metros sobre otra encajada en ella, de es-
casa extensión, que enrasta con los depósitos rusciñenses del "Páramo". En áreas más alejadas de los bordes de las fosas, el proceso de elaboración no se vio truncado por este pulso y la SEFCI continúa siendo retocada hasta el Rusciñense superior.

La evolución de la SEFCI es definitivamente truncada en el Plioceno superior a causa de un importante episodio tectónico distensivo que la desniveló profundamente, desde cotas superiores a los 2.000 m. sobre el nivel del mar en los domos de Gúdar y Javalambre, hasta cotas bajo el nivel del mar en el sector levantino (Simón, 1984). A su vez, se reactivan las fallas de los bordes de las fosas y se crean las últimas fosas: la del Jiloca y la de Gallocanta. Este episodio puede ser correlacionado con la fase Iberomanchega 2 de Pérez González (1979).

Entre el depósito del "Páramo" y este episodio tectónico se depositó una unidad de carácter detritico y color rojo, el Rojo 3, que pudo estar condicionado según Gracia *et al.*, (1988) por un ligero pulso tectónico co-
rrespondiente a la fase Iberomanchega 1 de Aguirre *et al.* (1976), pero la cual no se encuentra afectada por estructuras tectónicas propias, diferentes de las de la fase Iberomanchega 2.

3.4.2.4. Cordilleras Costeras Catalanas

Las Cordilleras Costeras Catalanas forman una alineación montañosa desde el Ampurdán hasta prácticamente el Maestrazgo a lo largo de la línea de costa, estando constituidas por un conjunto de sierras y macizos

separados entre sí por depresiones, tanto unas como otras alargadas en general en dirección ENE a NE. El borde Noroccidental de la cadena ha incorporado materiales terciarios de la Cuenca del Ebro a la misma, mientras que hacia el Sureste, las estructuras de la cadena se hunden bajo el Mediterráneo, reconociéndose sus características geológicas más allá de la plataforma continental (Santanach y Vilaplana, 1987).

El estilo tectónico de la cadena es básicamente de fractura, con dos familias principales: una, la más desarrollada, de dirección comprendida entre ENE y NE y otra menos importante de dirección en torno a NO. La mayoría de estas fracturas tienen su origen en tiempos tardihercínicos como fallas direccionales y han sido reactivadas posteriormente bajo diferentes regímenes tectónicos. Así, durante el Mesozoico su funcionamiento, elevando y hundiendo bloques, condiciona en gran medida los procesos sedimentarios. A lo largo de la orogénesis alpina su reactivación como desgarres levógiros, especialmente de la familia ENE a NE, conforma este área como una zona móvil, y estructura los materiales de la cobertura (Anadón *et al.*, 1985). Por fin, durante el Neógeno-Cuaternario, se configura la actual morfoestructura de la cadena mediante su funcionamiento como fallas normales en el contexto geodinámico distensivo de la cuenca Norbálear, el cual es la prolongación meridional del proceso de rifting que afecta desde el Oligoceno a la Europa occidental.

A lo largo de la cadena, en sentido NE a SO aparecen las siguientes fosas: fosas de la Selva y del Ampurdán (a caballo entre el dominio pirenaico y el catalánide), fosas del Vallés-Penedés y litorales, fosa del Campo de Reus-Valls y fosa del Bajo Ebro.

Neotectónica

Puesto que las estructuras neotectónicas reconocidas se encuentran principalmente en el interior de las fosas y en sus bordes, su descripción se efectuará paralelamente a la descripción de éstas.

Fosas de la Selva y El Ampurdán

Ambas fosas se hallan limitadas y compartimentadas por fallas de dirección NO, de gran continuidad cartográfica e importantes saltos verticales acumulados (Solé Sabaris, 1962; Iglesias, 1985) que individualizan un conjunto de bloques progresivamente hundidos hacia el NE (Santanach y Vilaplana, 1987). Asociado a esta familia de fracturas existe un volcanismo neógeno-cuaternario que, junto a ellas, trasciende el ámbito de las fosas llegando hasta la región de Olot.

Considerando la vecina fosa francesa del Roselló junto con las fosas aquí tratadas, se observa una progradación en sentido NE a SO tanto de las manifestaciones volcánicas (que tienen edad más reciente cuanto más hacia el SO según las dataciones (del Burdigaliense en el Roselló al Vallesiense-Turolense en la fosa del Camp). Este hecho implica también una propagación en este mismo sentido de la deformación y de la actividad reciente de las fallas (Santanach y Vilaplana, 1987).

En la parte noreste de la fosa del Ampurdán aparece un área fuertemente subsidente limitada por fallas próximas a la dirección NO las cuales, al menos, han actuado hasta el Plioceno. En la zona deprimida configurada se produce un bucle de la línea de costa, tierra adentro, que constituye el Golfo de Rosas. En esta zona diversos trabajos (Got, 1973; Marqués y Juliá, 1977) han comprobado unas tasas de subsidencia anómalamente elevadas para lo que es normal en medios costeros y deltaicos. Justamente al Sur, en el borde norte del macizo del Montgrí, Juliá y Santanach (1980), reconocen deformaciones compresivas de edad aproximada Plioceno. En el Sur de la fosa existen multitud de fracturas del Mioceno superior y una significativa densidad de manifestaciones volcánicas de esta misma época. En la parte oeste del Ampurdán, diversas fallas principalmente normales y de orientación diversa afectan a glacis pliocuaternarios y a otros elementos del relieve, debiendo de ser por tanto, de edad cuaternaria. Además, es en esta zona donde comienza la actividad volcánica cuaternaria, que se extiende por la región de Olot.

La fosa de la Selva se halla limitada por el SO y compartimentada por sendas fallas de dirección NO que han actuado a lo largo de todo el periodo neotectónico, desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, prolongándose hasta la región de Olot, en donde muestran claras señas de su actuación cuaternaria. Asociado a fallas de esta familia y a otras transversas de menor entidad, aparece un volcanismo progresivamente más reciente en sentido SE a NO, desde mio-plioceno en el borde SE de la fosa de la Selva, pasando por pliocuaternario en el borde opuesto de la misma, hasta cuaternario muy reciente en la región de Olot (la última erupción ha sido datada en unos 10.000 años por Mallarach, 1984). Estudios relativos a las características geotérmicas (Riba, 1975) y sismológicas (Gallart *et al.*, 1984) apuntan hacia una perduración en la actualidad de las condiciones magmatogénicas bajo la corteza de este área y, por consiguiente, del riesgo de erupciones volcánicas en un futuro (Mallarach y Martí, 1987).

La composición química de las volcanitas neógenas en toda la región considerada en este apartado es encuadrable dentro del grupo de los basaltos alcalinos. Se trata de basanitas propias de un origen subcortical, similares a las emplazadas bajo regímenes tectónicos distensivos en los sistemas de fosas intraplaca (Araña *et al.*, 1983)

Fosa del Vallés-Penedés

Está limitada por fallas subverticales de dirección ENE a NE. La del borde noroeste (falla del Vallés-Penedés) presenta un salto acumulado de 3-4- km., mientras que las de borde contrario presentan saltos menores y son con frecuencia fosilizadas por los materiales del Mioceno medio al Cuaternario. La falla del Llobregat (dirección NO) la atraviesa transversalmente produciendo un desplazamiento horizontal dextral de unos 8 km. y dividiendo a la fosa en dos partes: la fosa del Vallés al Noreste y la del Penedés al Suroeste. El interior de la fosa se halla complicado por otras fallas paralelas a ésta que elevan y hunden subbloques. Su relleno sedimentario está constituido por una potente serie neógena que llega a alcanzar los 4.000 m. de espesor, estando basculada hacia el NO. En conjunto, según Llopis (1947) y Fontboté (1954), presenta un cierto carácter de semifosa.

La falla del Vallés-Penedés afecta a lo largo de toda su longitud a materiales del Plioceno, presentando pruebas en su extremo noreste (al igual que la falla del borde opuesto en este sector) de actividad cuaternaria. En la fosa del Vallés aparecen dos familias de fallas de direcciones NO y ENE que afectan a depósitos pliocuaternarios y a diversos niveles de terrazas y de aplanamientos, con desnivelaciones de hasta más de la decena de metros (De Mas, 1983 a y b). Asociadas a las fallas que limitan esta fosa (fallas del Vallés-Penedés en su sector nororiental y del Llobregat) existen numerosas manifestaciones geotérmicas.

En los bloques elevados circundantes a la fosa del Vallés-Penedés existen fallas que actuaron en el Mioceno superior y también otras, de dirección paralela a la estructuras de la fosa y con expresión morfológica, que no llegan a afectar a sedimentos de la época neotectónica, pero que posiblemente hayan actuado a lo largo de la misma. El accidente del Llobregat presenta pruebas de actuación como falla con componente normal en el Plioceno.

Por último, en la fosa del Penedés, del análisis microestructural (Juliá y Santanach, 1980; Amigó, 1.983; Fontboté *et al.*, 1984), se deduce un campo de esfuerzos actuante en el Mioceno superior e incluso hasta el Plioceno (Amigó, 1983) con eje de máxima distensión en dirección NO y eje de compresión máxima en posición vertical o en la dirección NE.

Fosas Litorales

La principal constituye el Pla de Barcelona, estando articulado con la Cordillera litoral mediante una falla normal de dirección NE cubierta por materiales cuaternarios. Llopis (1947), describe deformaciones en estos

materiales cuaternarios, los cuales además presentan bruscas variaciones de espesor (Ventayol *et al.*, 1978).

Fosa del Camp

Al igual que la fosa del Vallés-Penedés, esta limitada por fallas de dirección NE más desarrolladas en su borde noroccidental, en donde alcanzan saltos verticales acumulados de hasta 1.500 m. (Guigón *et al.*, 1973), con actividad a lo largo de todo el periodo neotectónico, hasta el cuaternario reciente (Pleistoceno medio-superior) en su extremo suroccidental. Las fallas del borde suroriental tienen un salto menor y se encuentran fosilizadas por los sedimentos de relleno de la fosa. Estos sedimentos se hallan también basculados hacia el NO y Gallart *et al.*, (1985) sugieren una continuación reciente de la subsidencia.

Fosa del Bajo Ebro

Se trata de una fosa complicada en su interior por diversos horsts y grabens limitados por fallas normales de direcciones próximas a NE. La falla que la limita por el Oeste (falla del Bajo Ebro) es, como venía sucediendo en las otras fosas, la más importante, con un salto vertical de hasta 1.200 m. pero que decrece hacia el Suroeste (Roca, 1984). Hacia el Noreste, las fallas tienen una orientación más norteada.

La mayor parte de la extensión de la fosa está ocupada por sedimentos aluviales cuaternarios que fosilizan a las fallas de los bordes de la fosa pero que se ven afectados por fallas normales de menor escala (Roca, 1984) y por diversos tipos de deformaciones. Al Noreste de la fosa aparece una pequeña semifosa satélite de sedimentos cuaternarios similares a los de la fosa principal, limitada por una falla normal de dirección aproximada N-S que provoca un basculamiento en los mismos. En los alrededores de las fosas existen diversas fallas normales con expresión en el relieve que, si bien no se tiene constancia de su actuación en la época neotectónica, probablemente sí lo hayan hecho, por similitud con las que desnivelan la superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica en la región situada inmediatamente al Sur, del Maestrazgo.

3.4.2.5. Depresión del Ebro.

La Depresión del Ebro ha constituido un área más o menos pasiva y estable durante la tectogénesis alpina. Situada en el centro de tres áreas activas (Pirineos, Cordillera Ibérica y Cadenas Costeras Catalanas) y con forma triangular, ha sido sede de una sedimentación continua y más o menos extensa a lo largo de casi todo el Terciario. Su geometría es de cuenca asimétrica, con la base buzando hacia los Pirineos y alcanzando

profundidades del orden de los 5.000 m bajo el nivel del mar en La Rioja Alavesa y de 3.600 m en su parte catalana, hundiéndose bajo el Frente Surpirenaico (fig. 3.4.2.5.-I). Su base, además, está afectada por accidentes como el del Segre, el del Llobregat y otros de directriz ibérica en su parte suroccidental.

La distribución de las unidades cronoestratigráficas terciarias es también asimétrica en dirección N-S (Riba *et al.*, 1983). El Paleoceno y el Eoceno están presentes solamente en la parte N. El Oligoceno es base local del Terciario en una amplia faja al Sur de la línea Montblanc- Lérida-Cariñena-Tafalla, apoyándose sobre una penillanura. En la parte meridional de la cuenca, el Mioceno forma la base del Terciario desbordando los límites tectónicos de la Cordillera Ibérica y fosilizando frecuentemente paleorrelieves. El depocentro de la cuenca ha ido desplazándose desde el Paleoceno hasta el Mioceno de N a S, como consecuencia del empuje pirenaico y del emplazamiento de las unidades cabalgantes cada vez más hacia el Sur.

Los márgenes de la cuenca, como ya se ha apuntado implícitamente, tienen diferente carácter según la cadena con la que limitan. El margen pirenaico ha sido el más activo de todos, tanto tectónicamente como de aporte de materiales de relleno de la cuenca, y sucesivamente ha ido incorporando fajas de estos materiales a la estructura de la cadena, conforme han ido emplazándose los manto pirenaicos más hacia el sur. El margen ibérico se ha comportado de un modo no tan activo al menos a excepción del sector noroccidental, estando los accidentes del borde de la Cadena, en parte, fosilizados por los depósitos continentales miocenos. El margen catalánide está estructurado mediante un conjunto de fallas de zócalo, subverticales, en relevo, que han sufrido un movimiento sinestral transgresivo y han originado una serie de pliegues y de estructuras cabalgantes en los depósitos paleógenos de la cuenca del Ebro (Anadón *et al.*, 1985).

La evolución cenozoica de la cuenca del Ebro comienza con un tránsito desde el Cretácico sin interrupción sedimentaria en la parte NO, mediante facies marinas de plataforma y flysch, mientras que en áreas más orientales la facies Garumn, continental, se apoya discordantemente sobre los materiales cretácicos marinos (Plaziat, 1974). Paleoceno y Eoceno están generalmente representados por sedimentos marinos. En el Eoceno-Oligoceno la cuenca se estructura con dos profundos depocentros, alargados en dirección aproximadamente E-O, separados por una zona de umbral (el alto de los Monegros). Será en estos surcos donde se depositen las importantes Formación Salina de Pamplona (Rosell, 1983) y la Formación Salina de Cardona (Riba, 1967); en áreas continentales se deposita la Formación Yesos de Barbastro (Crusafont *et al.*, 1966).

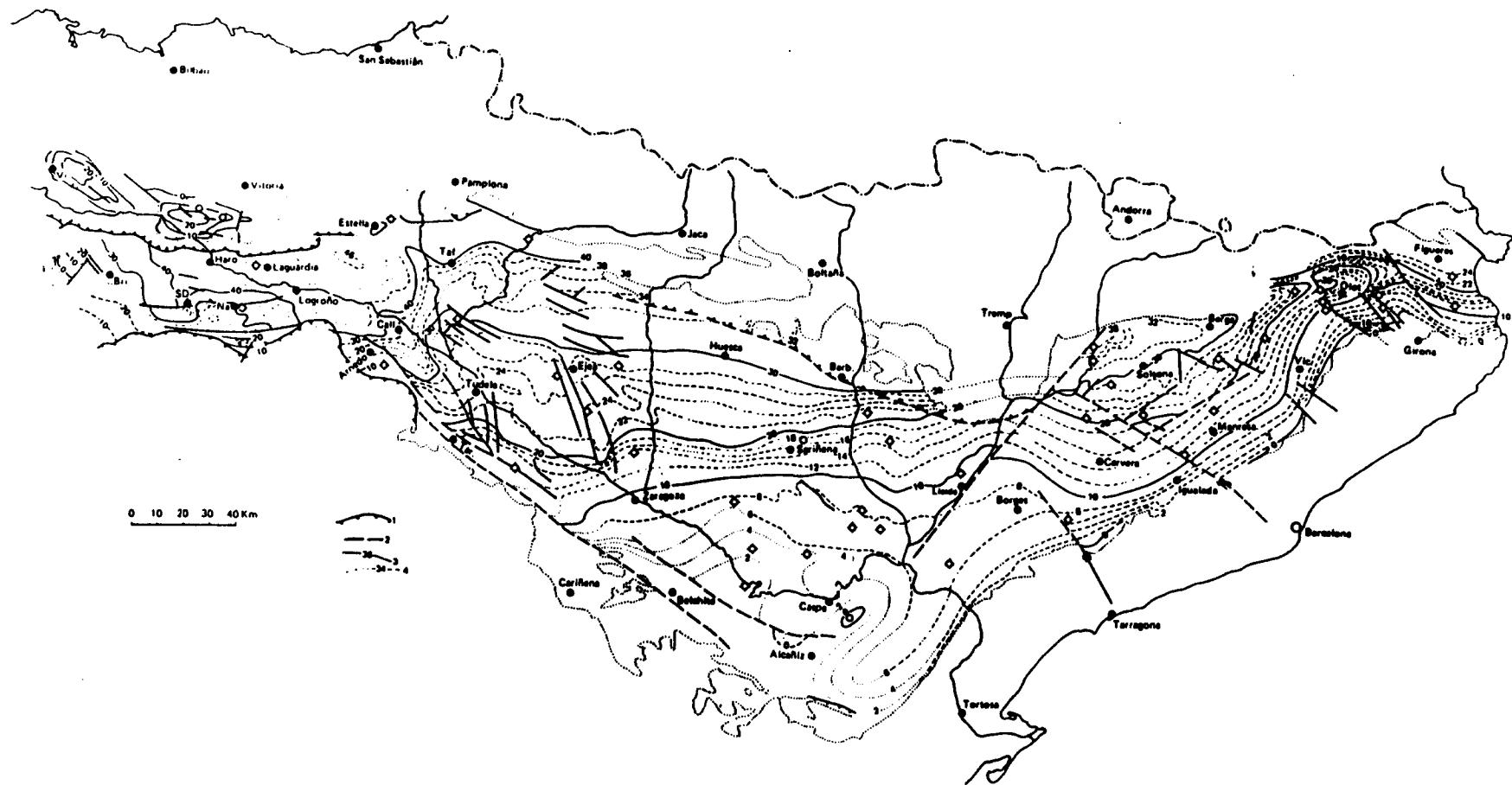


Fig. 3.4.2.5.-I.- Mapa de isobatas de la base del Terciario autóctono de la cuenca del Ebro, trazado según datos de sondeos y de sísmica de reflexión (según O.RIBA). 1: Falla; contacto cabalgante. 2: Falla supuesta o deducida. 3: Isobatas. 4: Isobatas supuestas. (Fig. procedente de RIBA et al., 1983).

En el transcurso del Oligoceno se continentaliza toda la cuenca como consecuencia de la elevación generalizada de las áreas circundantes y adquiere carácter endorreico, recibiendo aportes de materiales de carácter molásico de los relieves periféricos, especialmente del margen pirenaico. Hacia el centro de la cuenca las facies van siendo más finas y carbonáticas y más hacia el centro adquieren un marcado carácter evaporítico. Esta situación se prolonga hasta finales del Mioceno, a la vez que el depocentro se sitúa más al Sur, en la zona del Bajo Aragón-Monegros, y el depósito cesa en la parte más oriental de la cuenca. A finales del Mioceno, la cuenca es capturada por el Mediterráneo y pierde su carácter endorreico, sufriendo desde entonces una profunda erosión.

Materiales de la época neotectónica.

Debido a que a finales del Mioceno se produjo la captura de la cuenca y comenzó a producirse un rápido vaciado de la misma, los depósitos a partir de entonces son muy exigüos y además aquéllos del Mioceno superior previos a la captura han desaparecido en muy amplias extensiones. Los materiales más ampliamente extendidos son los mantos aluviales y glacis plioceno-cuaternarios del río Ebro y de sus afluentes.

A esta escasez de materiales de la época neotectónica hay que unir la inexistencia de una cartografía geológica precisa y de dataciones en la mayor parte de la depresión.

Los materiales del Mioceno superior quedan limitados a la parte más alta de las mesas estructurales, estando en muchos casos sin confirmar plenamente. Pueden pertenecer al Plioceno ciertas costras carbonatadas en el techo de las plataformas miocenas y los piedemontes tradicionalmente considerados como pliocuaternarios. Por último, el Cuaternario está representado principalmente por los sistemas de glacis-terraza del Ebro y sus afluentes.

Deformaciones diapiricas

Antes de pasar a describir la neotectónica de la Depresión del Ebro es conveniente llamar la atención acerca de la intensa actividad diapírica de amplias áreas de la misma, con el fin de tener siempre presente la distinción entre las estructuras diapiricas y las que tienen su origen en el contexto geodinámico neotectónico.

La abundancia de deformaciones diapiricas viene condicionada por la existencia de grandes masas evaporíticas de diferentes edades dentro del Terciario. De acuerdo con la formación que origina el diapirismo y las deformaciones consecuentes, se pueden establecer tres diferentes zonas:

- Deformaciones asociadas al anticlinal de yesos de Barbastro-Balaguer. Esta estructura ocupa una banda de unos 8 km de anchura media y 150 km de longitud. Se trata de una estructura esencialmente oligocena que representa el amortiguamiento frontal de la instalación del manto del Montsec, pero cuya actividad se hace patente hasta épocas recientes. Los materiales que producen el fenómeno diapírico pertenecen a la Formación Yesos de Barbastro. Los materiales de la época neotectónica presentes son los cuaternarios de los ríos que atraviesan la estructura y, en ellos, se han citado deformaciones tanto de gran como de pequeña escala tales como basculamientos, abombamientos, fracturación, etc. (Solé, 1953; Bomer, 1978; Calvet, 1977 y 1980; Sancho, 1988). Al este del anticlinal existen estructuras que se prolongan hasta la fosa cuaternaria de Ferrán (Calvet y Gallart, 1979 a) y que pueden representar la prolongación de la actividad diapírica hacia oriente.

- Deformaciones diapíricas puntuales de la zona de Zaragoza. Numerosos casos de deformaciones diapíricos en depósitos de glacis y terrazas cuaternarios son citados en la bibliografía (Bomer, 1978; Zuidam, 1976; Simón y Soriano, 1985 y 1986; Rodríguez, 1983; Casas y Benito, 1988). Los materiales responsables del diapirismo son los abundantes yesos y margas infrayacentes. Existen dos tipos de diapiro: tipo domático, con núcleo yesífero y fracturas coherentes con el abombamiento; tipo perforante, mediante margas plásticas que intruyen en el depósito cuaternario formando fallas inversas y estructuras en hongo, sobre un núcleo central yesífero. Estos procesos diapíricos fueron intensos en la primera parte del Pleistoceno, para quedar posteriormente muy atenuados.

- Deformaciones de La Rioja oriental-Ribera de Navarra. Afectan también a depósitos de glacis y terrazas cuaternarios y son ocasionadas por los yesos oligocenos infrayacentes. Han sido descritas por Solé (1953); Mensua (1960); Riba (1964); Bomer y Riba (1965); Crusafont *et al.* (1966); Riba *et al.* (1973), Gonzalo (1979), Pérez-Lorente (1979, 1983 y 1985), Atares *et al.* (1983), Benito y Casas (1987 y 1988) y Casas y Benito (1988). Las deformaciones consisten en grandes basculamientos y estructuras antiformes y siniformes de dirección generalizada ESE (al igual que la estructura de los yesos infrayacentes), y deformaciones de menor escala, similares y con las dos tipologías existentes en la zona de Zaragoza.

Neotectónica.

A parte de las estructuras de borde de la Depresión del Ebro en el sector riojano (ya comentadas en apartados anteriores) y del anticlinal de yesos de Barbastro-Balaguer, la estructura más aparente es la sinforma que ocupa la parte central. Se trata de un sinclinal muy laxo manifiesto por

ligeños buzamientos en las capas del Mioceno que, si bien, no llega a afectar directamente a materiales neotectónicos, es coherente con los basculamientos observados en los depósitos supuestos del Mioceno superior de la Sierra de Alcubierre.

Existen fracturas y otras estructuras de gran escala en diversas áreas de la depresión. En el área del corredor de la Bureba aparece una familia de fracturas de dirección NE a ENE sobre materiales del Mioceno superior, algunas de ellas con saltos decamétricos de carácter normal.

También han sido asignadas al Aragoniense-Vallesiense un sistema de fallas normales submeridianas en las proximidades de Tudela, en la parte occidental de la depresión (Gracia y Simón, 1986). Entre la Cordillera Ibérica central y el Ebro existe un conjunto de fallas normales, y de pliegues y basculamientos asociados a éstas, de actividad en el Mioceno medio-superior (Gutiérrez *et al.*, 1986; Ibáñez y Mensua, 1977). La orientación de estas estructuras es E-O o paralela al borde de la Cordillera Ibérica y su actividad continúa a lo largo del Plioceno (Gutiérrez *et al.*, 1986; Soriano, 1986), llegando a deformar depósitos pliocuaternarios en la Almunia de Doña Godina (Gutiérrez *et al.*, 1983 a). Más hacia el sureste, en el vértice sur de la Depresión del Ebro, una falla normal y una flexura de orientación ENE hunden la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica hacia la Depresión del Ebro.

A parte de las macroestructuras comentadas, existen repartidas por casi toda la depresión fallas de menor escala y familias de diaclasas, atribuidas por criterios regionales al Mioceno medio-superior. Del análisis microestructural de fallas se obtienen las direcciones de esfuerzos que serán comentadas más adelante. Las familias de diaclasas están presentes casi siempre de modo sistemático al menos en las partes central y occidental de la depresión. Las familias se suelen encontrar en dos sistemas: uno con direcciones N-S y E-O y otro NE y SE, cuya interpretación en términos geodinámicos será comentada más adelante.

Las deformaciones cuaternarias son casi siempre de origen diapírico, no obstante, existen algunas (pequeñas fallas, basculamientos, diaclasas) difícilmente encajables en modelos de evolución diapírica y deben ser atribuidas a una actividad tectónica de carácter regional (Simón y Soriano, 1985 y 1986). En el mapa neotectónico están representados diversos basculamientos en el sector central de la depresión y una pequeña falla normal de dirección E-O en la Ribera de Navarra. En el extremo oriental de la depresión se encuentra la región volcánica cuaternaria de Olot, con diversas fallas cuaternarias que, por estar más relacionada con la evolución de las Cadenas Costeras Catalanas, ha sido comentada en el apartado correspondiente a éstas (epígrafe 3.4.2.4.).

Geotermismo.

Las manifestaciones geotérmicas se limitan prácticamente a las zonas de borde de la depresión con las cadenas alpinas circundantes, donde suelen aparecer manantiales termales, debiendo estar asociadas a las fracturas que limitan a estas últimas. En torno a la región volcánica de Olot existe un importante flujo geotérmico asociado al volcanismo cuaternario de la región.

Campos de esfuerzos neotectónicos.

Las direcciones de esfuerzos obtenidas en la Depresión del Ebro se agrupan en dos tipos de tensores. Unos son de distensión radial y en los otros predomina una distensión en dirección E-O. El tensor de distensión E-O ha sido interpretado por Gracia y Simón (1986) como actuante durante el Mioceno medio-superior. Durante el Mioceno superior o en el Plioceno este régimen de esfuerzos cambia a un régimen de distensión radial, en concordancia con las interpretaciones realizadas en la Depresión del Ebro y Cordillera Ibérica por Simón (1989). Son estas condiciones de distensión radial las responsables de la formación de las fracturas y los sistemas de diaclasas presentes en casi todo el ámbito de la depresión. En concreto, el sistema de diaclasas N-S y E-O es interpretado por Simón *et al.* (1988) y Simón (1989 y 1990) como producto del intercambio de los ejes de esfuerzo horizontal bajo régimen de distensión casi radial. Los ejes principales estarían orientados en las direcciones N-S y E-O y tendrían valores muy próximos; al jugar una de las dos familias de fracturas del sistema se produciría una relajación del eje distensivo mayor (perpendicular a ella), llegando a alcanzar un valor próximo al otro eje, e incluso menor, con el siguiente intercambio (ver fig. 3.4.2.5.-II).

3.4.3. Cordilleras Béticas e Islas Baleares.

Las Cordilleras Béticas son una de las Cadenas perimediterráneas donde la actividad neotectónica es bastante acusada y además está, por lo general, bien registrada. Por ello, desde hace unos 18 años ha sido el campo de actuación de varios investigadores, o grupos de investigación que han realizado aquí sus estudios con diferentes metodologías, ya sean de análisis estructural, geomorfológicas e incluso tecto-sedimentarias.

En este apartado se intenta resumir las principales observaciones (objetivas) y conclusiones e interpretaciones (subjetivas) llevadas a cabo durante este periodo por los numerosos investigadores, a los que se hará referencia en el Capítulo de Bibliografía.

La configuración morfo y macroestructural a la que llegamos en el límite Mioceno-medio Mioceno superior, es la siguiente, de N a S:

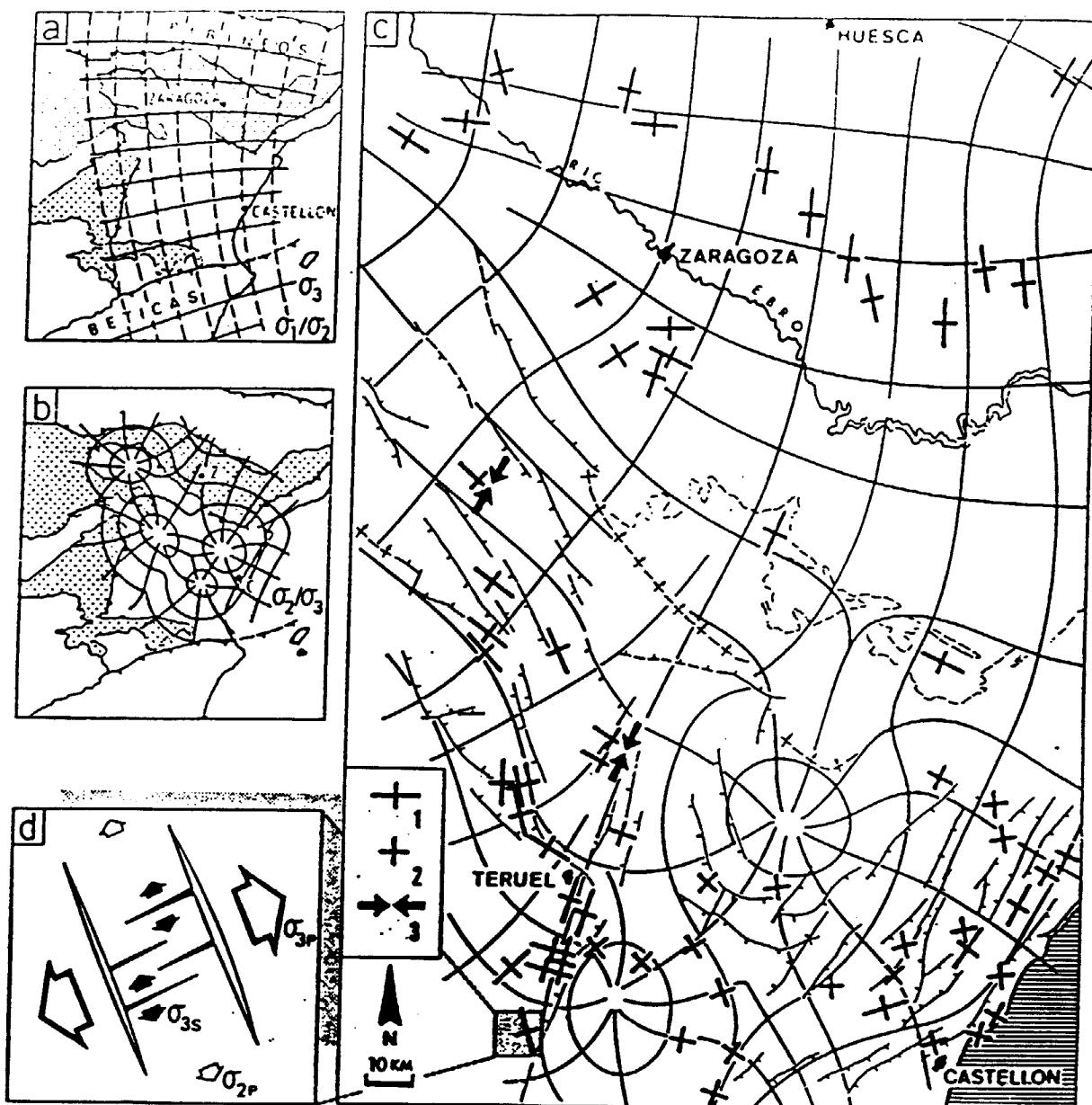


Fig. 3.4.2.5.-II.

Modelo de superposición de campos de esfuerzo en la evolución tectónica plio-cuaternaria de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro. a: Esquema de trayectorias del campo compresivo N-S entre los bordes pirenaico y bético. b: Esquema de hipotéticas trayectorias del campo de distensión radial creado por procesos de "doming" en la Cordillera Ibérica. c: Modelo del campo distensivo total, producto de la superposición de los dos anteriores y de las perturbaciones producidas por las grandes fallas. 1: Direcciones locales de σ_2 y σ_3 inferidas de fracturas en materiales neógenos o cuaternarios. 2: Idem en materiales mesozoicos (según Simón, 1.984). 3: Estados locales de compresión horizontal en materiales pliocenos (según Paricio y Simón, 1.988). Las líneas continuas representan la reconstrucción de las trayectorias de σ_2 y σ_3 , sin que puedan diferenciarse unas de otras de un modo general. d: El desarrollo de fracturas perpendiculares al eje de extensión primario (σ_2p) produce la relajación de este esfuerzo y su intercambio con σ_{3p} (el cual pasa a convertirse en el eje secundario σ_{3s}), propiciando la aparición de una segunda familia de fracturas ortogonales a la anterior (Simón, 1.989). (Simón, 1.990).

La Meseta Ibérica, zona cratogénica perteneciente a la placa Ibérica (Europea) - Prebético y Subbético (Zonas Externas) - Unidades de flysch (no siempre presentes) - Bloque de Alborán (Zonas Internas - Mar de Alborán (ya parcialmente configurado).

Las Zonas Externas consisten en formaciones mesozoicas y terciarias. En la Zona Prebética las facies varían desde continentales a marinas someras, desde la Meseta hacia el Sur. Hacia el N y NE el Prebético conecta paleogeográficamente con la Cordillera Ibérica.

La Zona Subbética muestra facies predominantemente de cuenca. Esta sedimentación comienza al final del Jurásico inferior con la creación del rift, la separación de Europa y África, y el desplazamiento relativo entre ambas placas. Las fracturas que condicionaron la paleogeografía a partir de esa época, con dirección actual casi E-O, serán posteriormente zonas de debilidad cortical, susceptibles de rejuegos durante la evolución alpina e incluso neotectónica. De hecho han podido ser aprovechadas como desgarres durante el desplazamiento parcial de estas "Zonas Externas" hacia el Oeste, arrastradas por el "Bloque de Alborán".

Las unidades de flysch, que actualmente afloran con amplitud en el Campo de Gibraltar, y parcialmente en otros sectores entre las Zonas Externas y el Bloque de Alborán, se depositaron, bien en las zonas distales de la propia cuenca bético-rifeña, o bien en surcos limitados durante el traslado del "Bloque de Alborán" hacia el Oeste.

El "Bloque de Alborán" o "Zonas Internas" consiste en tres unidades tectónicas (o complejos). El Complejo Nevado-Filábride, que yace bajo el C. Alpujárride. Ambos están constituidos por rocas de edad predominantemente del Paleozoico y Triásico, metamorfizadas en su evolución alpina. El complejo Alpujárride está, a su vez cubierto por el C. Maláguide. Este último formado por rocas desde paleozoicas hasta terciarias, generalmente no metamorfizadas. Cada uno de estos Complejos se subdividen a su vez en unidades tectónicas superpuestas.

El "Bloque de Alborán", como ya se dijo, procede de un área originalmente más oriental, y durante su traslado hasta colisionar lateralmente con las Zonas Externas expulsó gran parte de los flysch situados al Sur del Subbético, hacia el O y NO. (fig.3.4.3.-I).

Antes de comenzar a tratar de la evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas durante la época neotectónica, hemos de remitir al lector a los siguientes trabajos que marcan un poco la evolución en el tiempo de los conocimientos y de la hipótesis de interpretación de los mismos (su reseña completa se encuentra en el capítulo de Bibliografía):

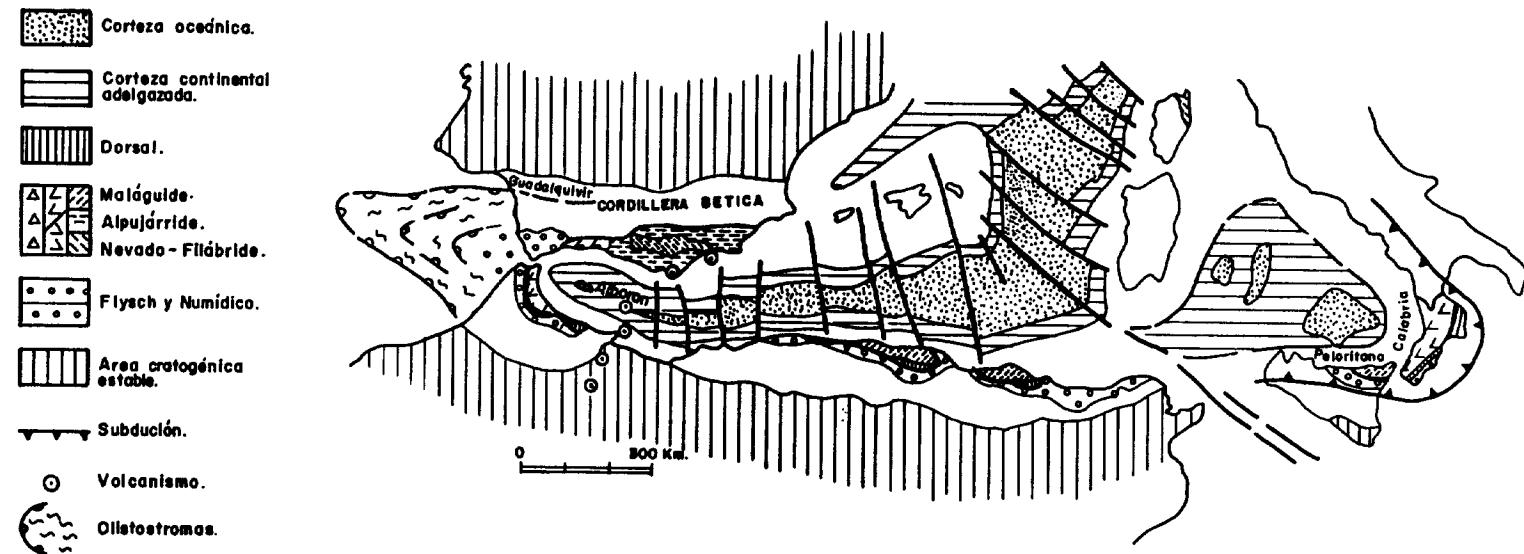


Fig. 3.4.3- I. Esquema estructural de la Cordillera Bética en relación con la región del Mediterráneo occidental.
En Sanz de Galdeano (1.990). Basado en Durand Delga (1.980) y Boillot et al. (1.984).

- (1.977) "Contribution a L'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la Neotectonique dans l'Arc Tyrrhénien" de J.-Cl. Bousquet.
- (1.977) "L'histoire tectonique récente (Tortonien à Cuaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran" por el Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar.
- (1.976) "La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas Orientales" de J.-Cl. Bousquet, Ch. Montenat y H. Philip.
- (1.983) "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas" C. Sanz de Galdeano.
- (1.987) "Meogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera" de M. Boccaletti, R. Gelati, A.C. López Garrido, G. Papani, J. Rodríguez-Fernández y C. Sanz de Galdeano.
- (1.990) "Geologic evolution of the Betic Cordillera in the Western Mediterranean, Miocene to the present", de C. Sanz de Galdeano.

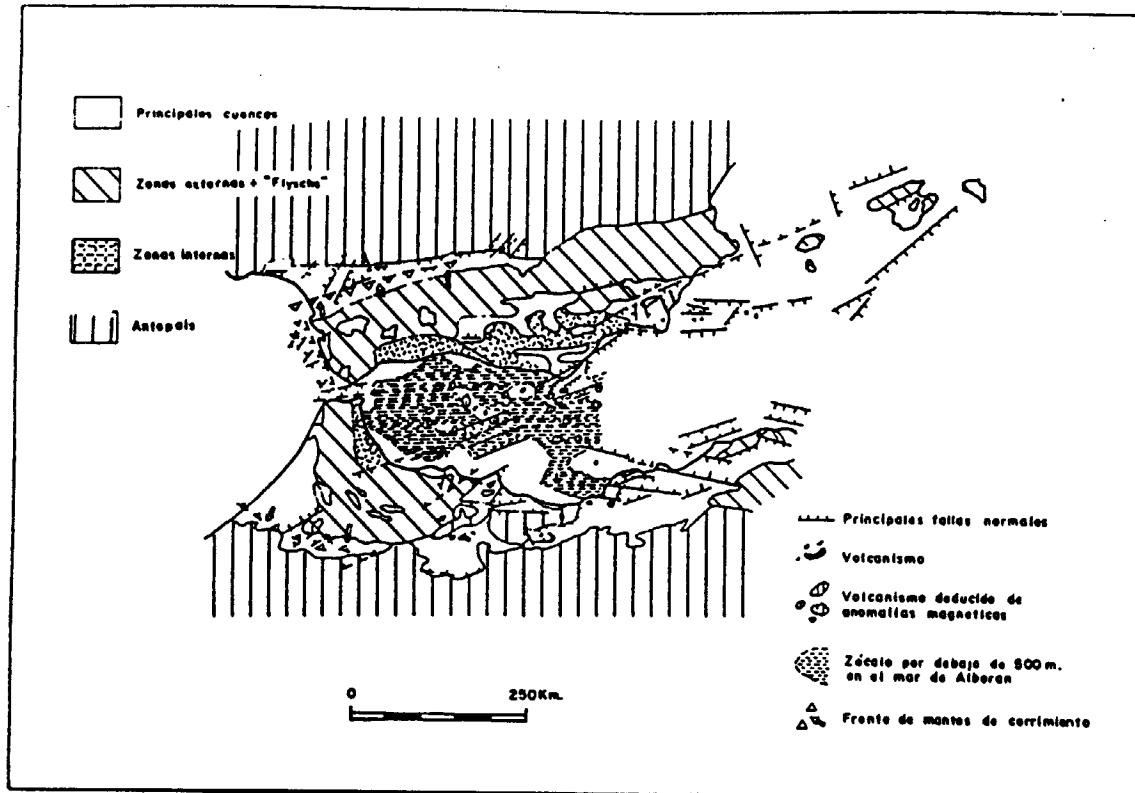
Los primeros trabajos de síntesis (1977-78), concluían que después de la última fase importante de compresión situada al final del Mioceno Medio, que interesó tanto a las Zonas Externas como al "Bloque de Alborán", continuaron tres períodos de duración desigual:

- El periodo distensivo del Tortoniano al Cuaternario antiguo. (fig. 3.4.3.-II)
- La compresión del Cuaternario antiguo. (fig. 3.4.3.-III).
- Un periodo del Cuaternario medio y reciente, que presenta caracteres según los sectores considerados. (fig. 3.4.3.-IV).

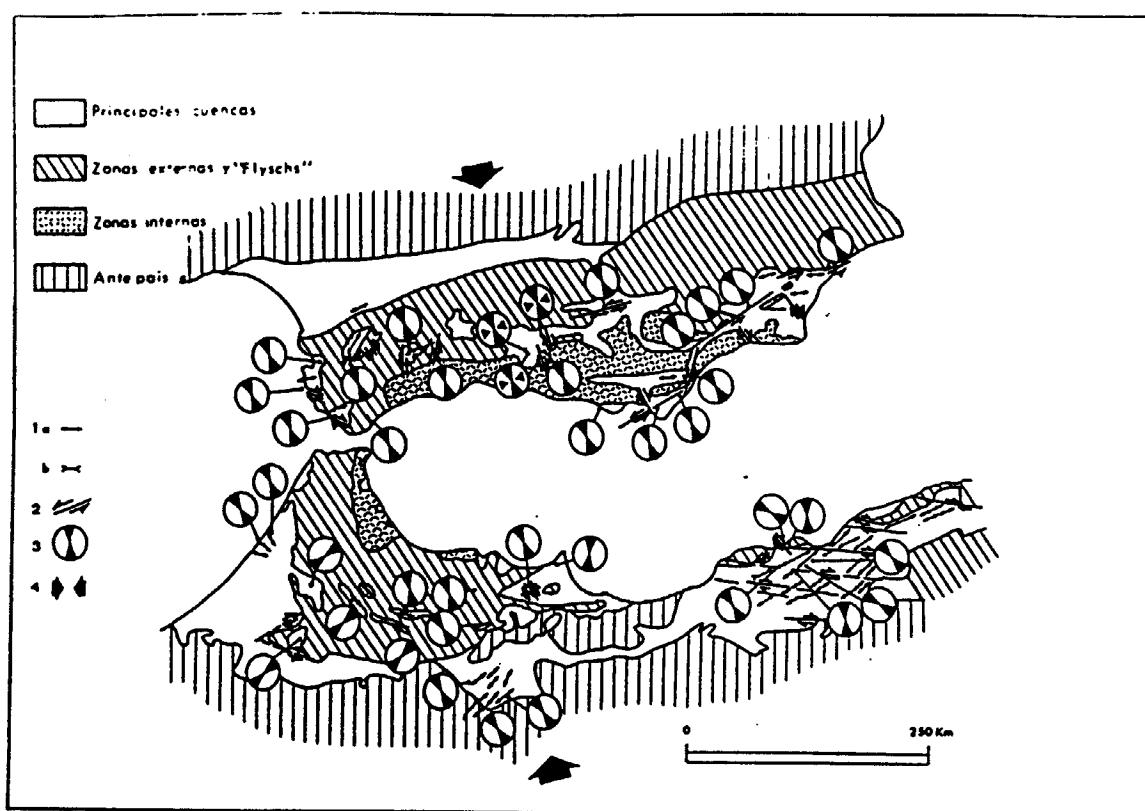
Los trabajos más recientes, por el contrario, justifican toda la evolución durante la época neotectónica, incluso la creación de cuencas interiores, dentro de un contexto compresivo aproximadamente N-S (fot. 3.4.3.-a), que se mantuvo desde el comienzo del Mioceno (figs. 3.4.3.-V y VI).

Las ideas que aquí se expresarán están más próximas a estos nuevos trabajos, y aunque existan ciertas discrepancias, serán los que constituyan el cuerpo central de comentarios y descripciones.

Se parte de una consideración esencial: prácticamente todos los sistemas de fallas existentes en las Cordilleras Béticas son potencialmente



Fg.3.4.3-II. La distensión del Tortoniano al Cuaternario antiguo según el Groupe de Recherche, 1977.



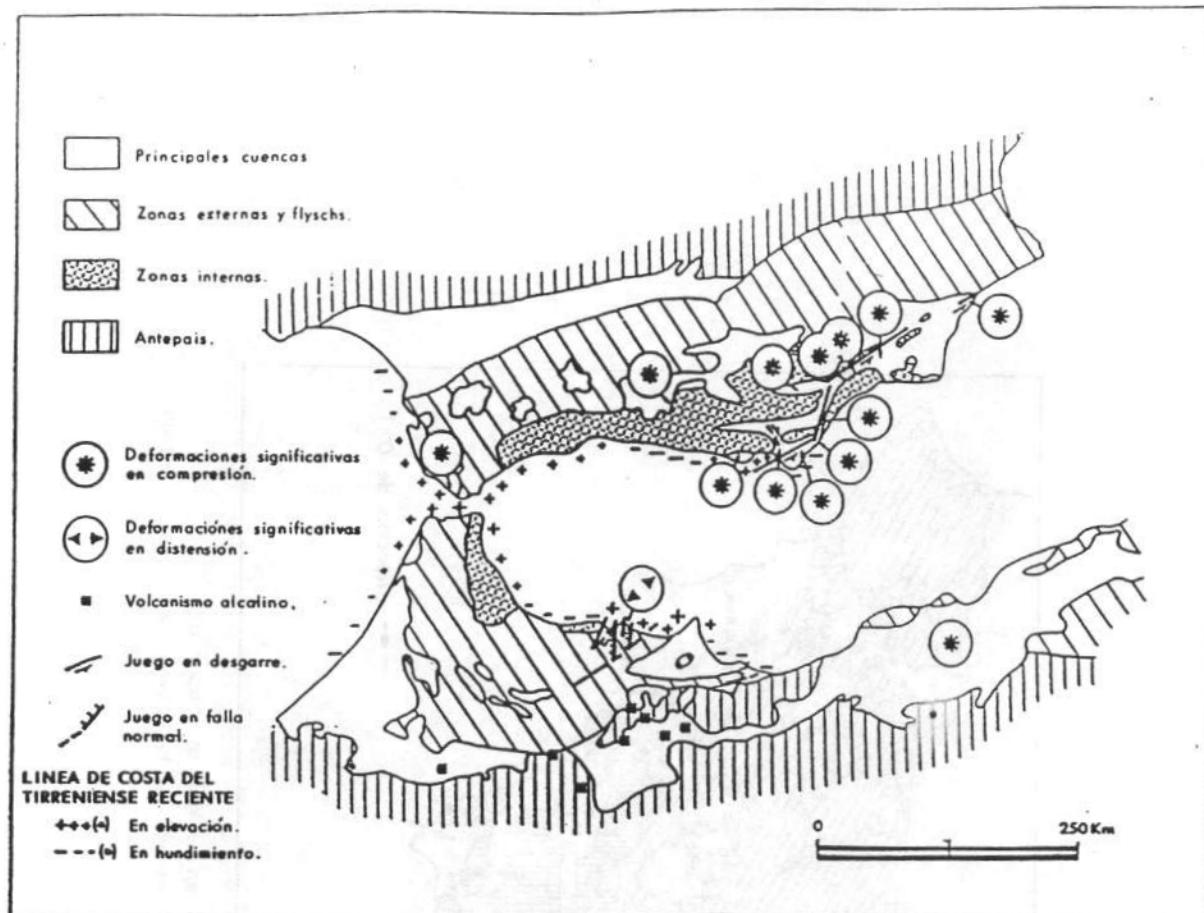
Fg. 3.4.3- III La compresión del Cuaternario antiguo (Tomado del "Groupe de Recherche", 1977).

1:Principales pliegues (a) anticlinal, (b) sinclinal

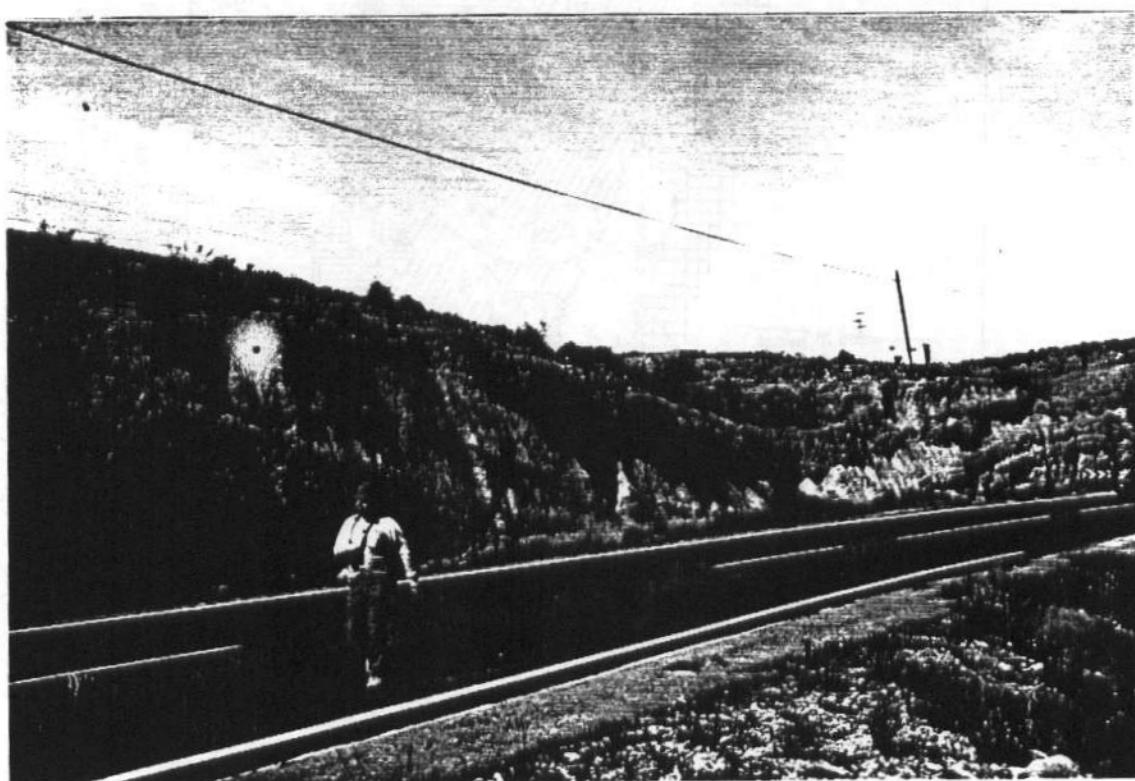
2:Desgarres

3:Direcciones de acortamiento, tomadas de medidas microtectónicas

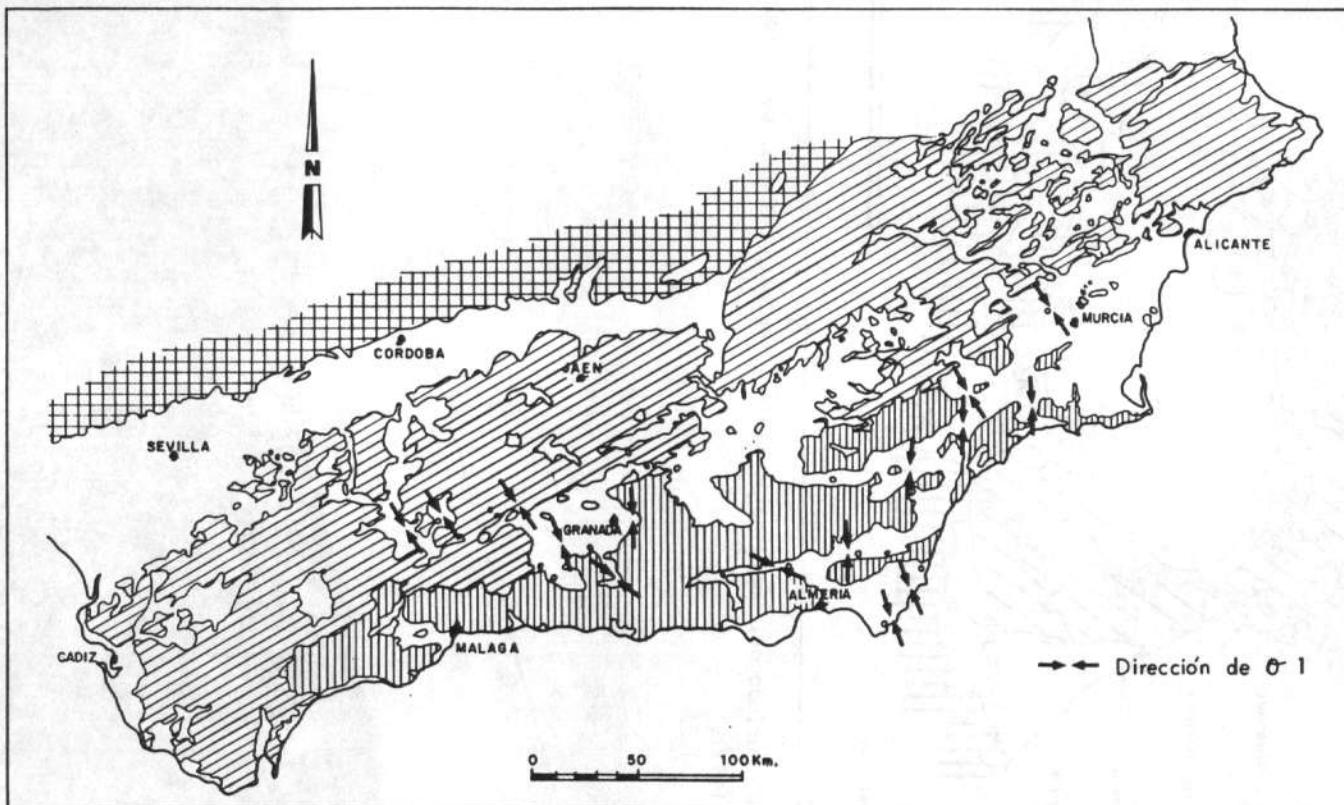
4:Dirección general de acortamiento



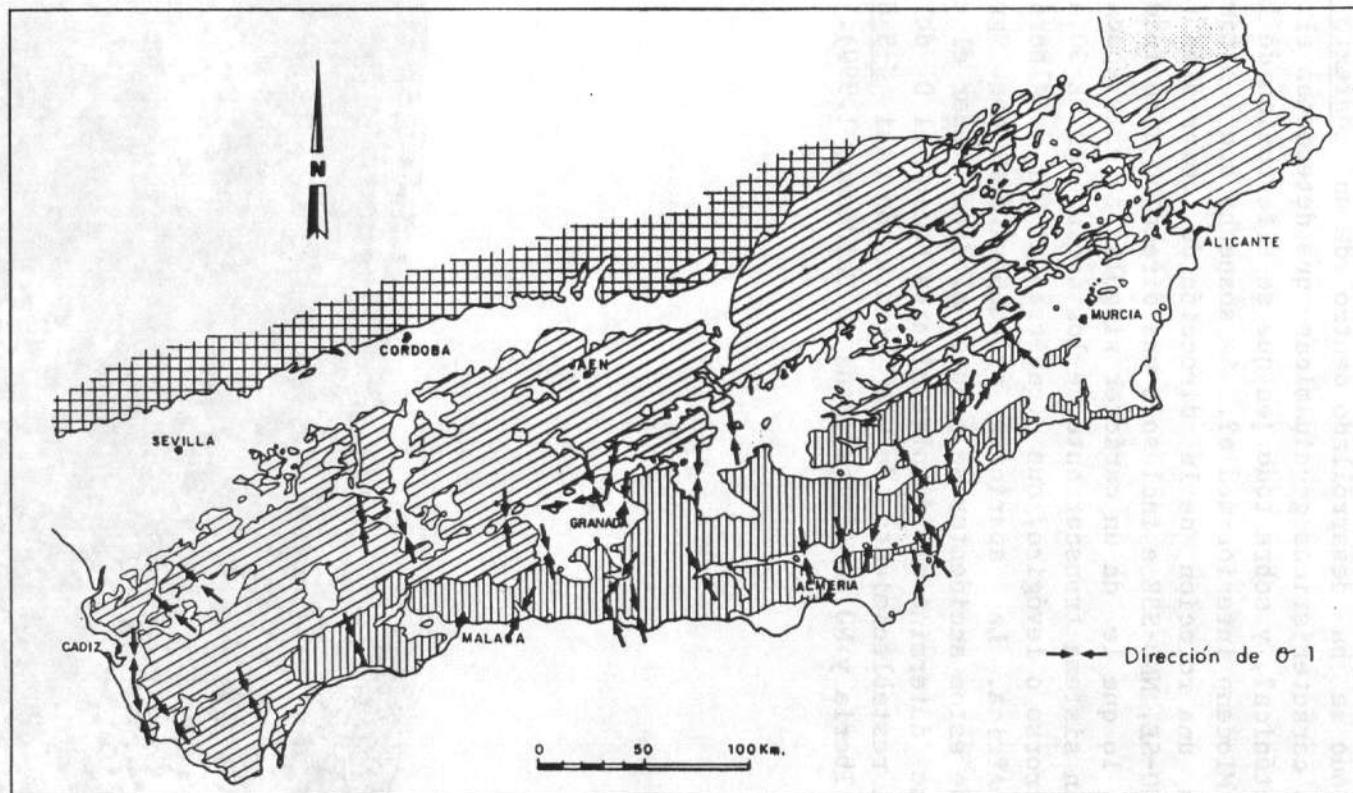
Fg. 3.4.3- IV. El Periodo del Cuaternario medio y reciente. (Tomado del "Groupe de Recherche", 1977).



Fot. 3.4.3.- a.- Pliegue sinclinal de dirección E-O afectando a abanicos aluviales del Pleistoceno inferior o Pliocuaternarios en la Cuenca de Vera (Almería). Foto J. BAENA.



Fg. 3.4.3- V. Campo de esfuerzos en las Cordilleras Béticas en el Mioceno Superior
Cuadrado = Meseta, rallado oblicuo = Zonas Externas, rallado vertical = Zonas Internas
Tomado de BOCCALETI et al. (1987).



Fg. 3.4.3- VI. Campo de esfuerzos en las Cordilleras Béticas en el Plio-Cuaternario.
Cuadrados = Meseta, rallado oblicuo = Zonas Externas, rallado vertical = Zonas Internas
Tomado de BOCCAETTI et al. (1987).

activas desde el punto de vista neotectónico, aunque como es obvio unos lo son más que otros. Es por ello por lo que primeramente hay que dar un repaso de estos sistemas de fallas con su posible origen, evolución y significado neotectónico, para después y por sectores, hacer una descripción pormenorizada de los efectos regionales o locales de estos accidentes.

Si como parecen apuntar las últimas investigaciones, desde el comienzo del Mioceno, todo se ha desarrollado dentro de un contexto compresivo. ¿Cuales son las características geodinámicas que determinan el comienzo de la época neotectónica?, y sobre todo ¿en que se diferencian de las existentes durante el Mioceno inferior-medio?. Se sospecha que los cambios fundamentales fueron una rotación de la dirección de compresión (δ) desde ONO-ESE hacia NO-SE, NNO-SSE e incluso a una dirección aproximada N-S (fot. 3.4.3.-b). Pero lo que le da un carácter singular a esta época es la aparición como gran sistema transcurrente de los accidentes NE-SO a NNE-SSO, de carácter sinistrorso o levógiro, que atraviesan el Mar de Alborán, e incluso el Norte de Africa. La aparición o reaparición como gran sistema transcurrente de estos accidentes se produce al desaparecer el campo "local" de esfuerzos que determinó el desplazamientos hacia el O del "Bloque de Alborán", y el restablecimiento de una compresión casi N-S dominante en buena parte de Iberia y NO de Africa (Sanz de Galdeano, 1.990).



Fot. 3.4.3.- b.- Formación de abanicos aluviales del Pleistoceno inferior de la cuenca de Sorbas (Almería) afectada por pliegues con ejes de dirección E-O. Foto J. BAENA.

Veamos pues cuales son los sistemas de fracturas dominantes en las Cordilleras Béticas, y su significado (fig. 3.4.3.-VII).

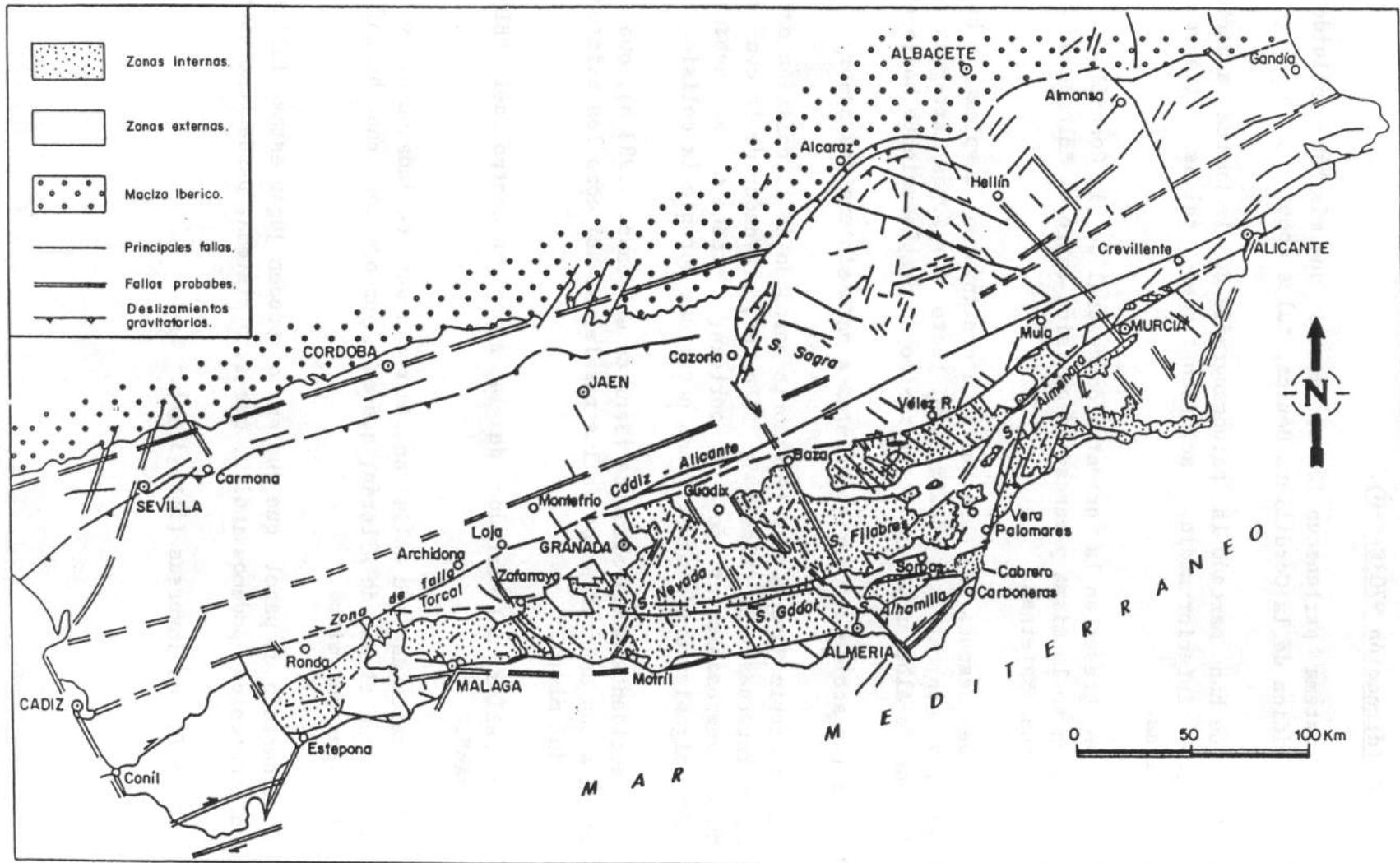


Fig. 3.4.3- VII. Las fallas de las Cordilleras Béticas. Tomado de SANZ DE GALDEANO, 1987

- Sistema "A" (dirección N70°E/E-O).
- Sistema "B" (dirección N140-160°E).
- Sistema "C" (dirección N45°E/NNE-SSO).

Sistema "A" (dirección N70°E/E-O).

A este sistema pertenecen los accidentes que más han influido en la evolución alpídica de la Cordillera Bética, tales como:

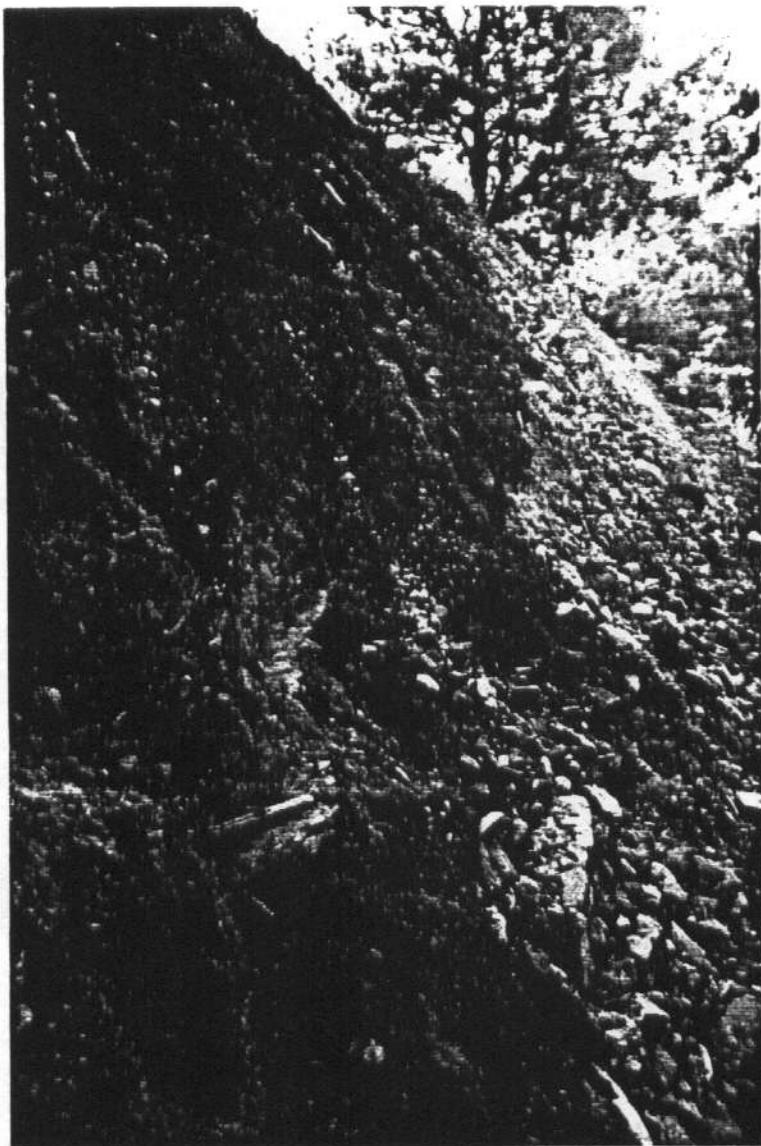
- Los que han marcado la paleogeografía de la Cuenca a partir del Jurásico inferior-medio, actuando como fallas transcurrentes mesozoicas.
- Los que presentan la orientación general de la Cordillera, máxima extensión en la misma y marcan la colisión entre el "Bloque de Alborán" y las Zonas Externas.
- Los que después de esta colisión continuaron desplazando hacia el Oeste, y con carácter dextrogiro, tanto las Zonas Externas como el "Bloque de Alborán", con vector máximo de desplazamiento hacia el Sur.

Entre los accidentes pertenecientes a este sistema destacan:

- La cicatriz Nord-Bética testimonio heredado de la colisión entre las Zonas Externas y el "Bloque de Alborán", alrededor de la cual se producen engrosamientos de la corteza, producto de subducciones/subcambalamiento y/o obducciones ocurridas durante la colisión.
- El accidente Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1.983 b), que corresponde a una asociación de fallas paralelas, así como los existentes al Norte del mismo.
- Las fallas del Corredor de la Alpujarra dentro del "Bloque de Alborán".
- Las fracturas que delimitan la costa sur de Andalucía, y las que atraviesan el Mar de Alborán, que en mayor o menor grado ha influido en el origen del mismo.

Considerando el papel que juegan, o pueden jugar estas fallas en la época neotectónica, podemos indicar que este sistema, puede funcionar:

- Como fallas inversas (fot. 3.4.3.- c).



Fot. 3.4.3.- c.- Falla inversa al Norte de la Sierra de Carrascoy. El Mioceno inferior-medio cabalga al Pleistoceno.
Foto J. BAENA.

- Como fallas dextrales en el sector occidental.
- Como fallas sinistrales en el sector oriental.
- Limitando los pliegues de fondo que con dirección E-O se originan en la mayor parte de la Cadena.

Sistema "B" (dirección N140-160°E).

Las fallas de este sistema son transversales al rumbo actual de las Cordilleras Béticas, y más cortas que las del sistema anterior. No obstante, al menos aparentemente, presentan un carácter muy penetrativo, y allí donde la litología y la morfología permite su visualización, es raro no encontrar multitud de ellas. En cuanto a su origen, la cuestión es más que discutida.

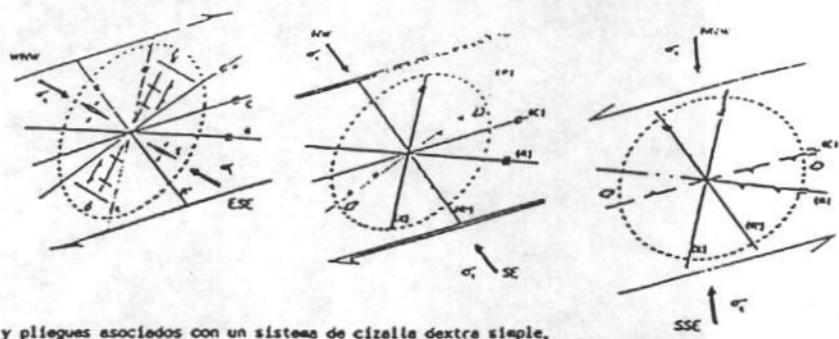
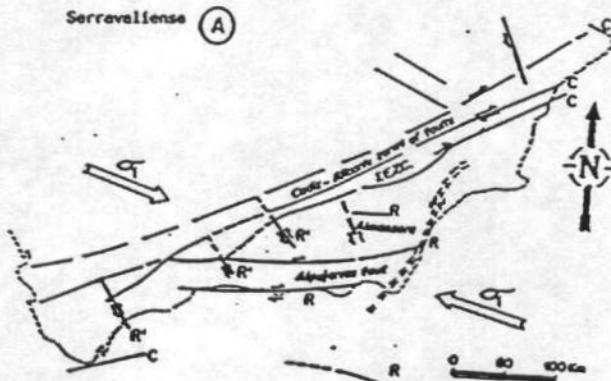


Fig. 3.4.3- VIII. -Fracturas y pliegues asociados con un sistema de cizalla dextro simple.
 C-Falla de desgarre; R-Falla sintética Riedel; P-Falla simétrica a R; R'-Falla antitáctica Riedel;
 X-Falla simétrica a R'; T-Fracturas tensionales. Modificado de HORDING (1.974) y NICOLAS (1.984).
 Se muestran los diferentes movimientos de las fallas de acuerdo con los cambios de dirección de
 σ_1 (hasta que el sistema llega a bloquearse). Tomado de SANZ DE GALDEANO (1.990).
 Sanz de Galdeano

Serravallense (A)



Messiniense (B)



Fig. 3.4.3- IX.

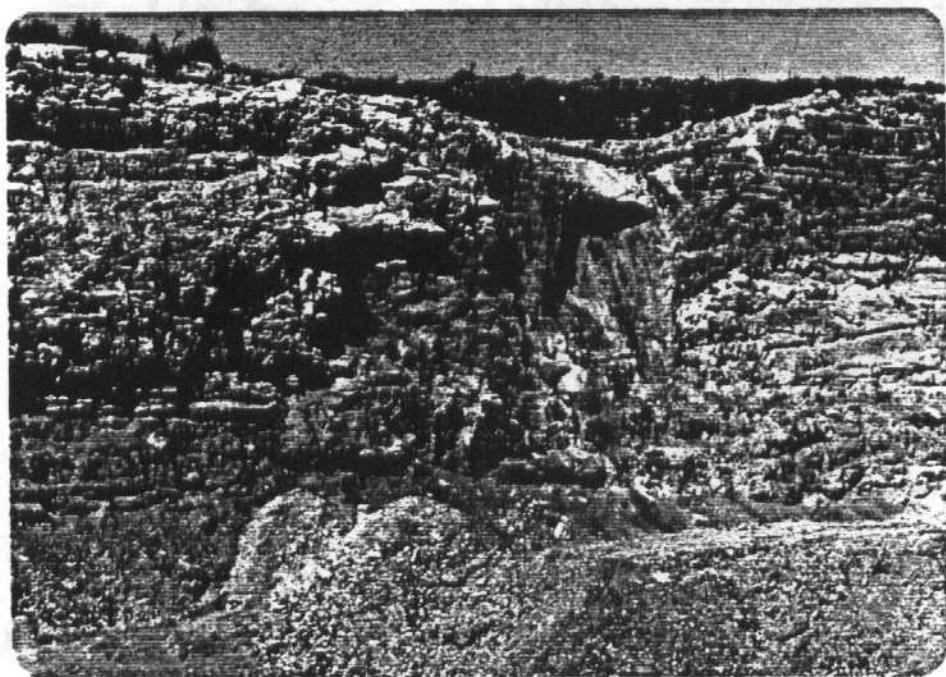
Interpretación de las fallas de las Cordilleras Béticas

A - Como un sistema de cizalla dextro simple con σ_1 en dirección NNE-ESE.

B - Las fallas NE-SE y NE-SW son más activas con σ_1 en dirección NNE-SSE. Comparar con la figura anterior.

Tomado de SANZ DE GALDEANO (1.990).

A este sistema pertenecen multitud de fallas, que aunque por lo general tienen carácter de desgarres dextros, no es extraño encontrarlas funcionando como fallas normales, inversas, cabalgantes, mixtas e incluso levógiras, dependiendo de su situación geográfica, y del contexto macroestructural y dinámico dominante (fot. 3.4.3.-d).



Fot. 3.4.3.- d.- "Espejo de falla" en una falla mixta (normal-dextrógira) de dirección N140° E, del sistema del Alguian (Almería), que afecta al Plioceno y al Cuaternario antiguo. Foto J. BAENA.

Destacan dentro de este sistema las fallas de Sanlúcar que bordea el frente subbético hacia el Oeste, la de Gaucín que limita el avance del "Bloque de Alborán" también hacia el Oeste. Las que atraviesan todas las Sierras y Serranías que bordean la costa del Mar de Alborán. La que constituye el borde occidental de la Sierra Gorda de Loja, las que constituyen las márgenes tanto orientales como occidentales de cuencas como la de Granada y Guadix-Baza, las que atraviesan las Sierras de la Contraviesa y Gador, la falla de Tiscar o Quesada, el sistema al NE de Almería (Alguian) (fot. 3.4.3.-e), las de la Sierra de las Estancias, las del Campo de Cartagena, las de Torrevieja, las de Cieza-Archena y hasta la de Almansa-Villena en el sector más oriental.



Fot. 3.4.3.- e.- Falla del Sistema N140º E al Este de Retamar (Almería). Afecta al Plioceno y al Pleistoceno inferior, así como a la costra calcárea que se la superpone. Foto J. BAENA.

Desde el punto de vista neotectónico estas fallas ante la dirección de esfuerzos dominantes (N-S o NNO-SSE) funcionan por lo general como fallas normales o como fallas de desgarre dextrales con una importante componente de desplazamiento vertical.

Sistema "C" (dirección N45ºE/NNE-SSO).

Según el trabajo de Boccaletti *et al.*, (1.987) en el que se describen estos sistemas de fallas, este sería el sistema menos desarrollado dentro de las Cordilleras Béticas. Es el menos extendido y más localizado dentro de lo que constituye el dominio geográfico de las Cordilleras Béticas, localizándose casi exclusivamente en su zona oriental, pero en su desarrollo longitudinal puede llegar hasta Mallorca por el NE, y hasta el Mar de Alborán y Marruecos por el SO, postulándose la posibilidad de que continúe hasta el Atlántico.

La importancia de este sistema reside en que parece ser el más reciente en cuanto a su origen y funcionamiento, y el que caracteriza la evolución neotectónica del sector Sur-Oriental de la Península Ibérica.

La aparición de este sistema como dominante en el sector parece ser que comenzó en el Mioceno medio, pero tuvo su máximo desarrollo en el Tortonense, coincidiendo con la menor importancia de las compresiones E-O, y el giro hacia una compresión prácticamente N-S en buena parte de Iberia y NO de África. Estos accidentes se propagaron como desgarres levógiros. Hacia el SO, en el mar de Alborán, dan lugar a la cresta de dirección NNE-SSO en la que se sitúa la propia isla de Alborán pasando a tierra en el Rif por las fallas de Nekor y del Molusa (Larouziere et al., 1.988). Hacia el NE, la cuestión es más compleja, pues mientras que algunos postulan su continuación por la costa de Valencia y la Cuenca Nor-balear (Sanz de Galdeano, 1.990 a), se puede pensar que su continuidad se sitúa en el sistema de fallas en "bayoneta" que desde el Sureste de España da lugar a los escarpes fisiográficos al Sur y Este de las Islas Baleares (excepto Menorca), relacionados con grandes fallas como la de E. Baudot (Mauffret, 1.976).

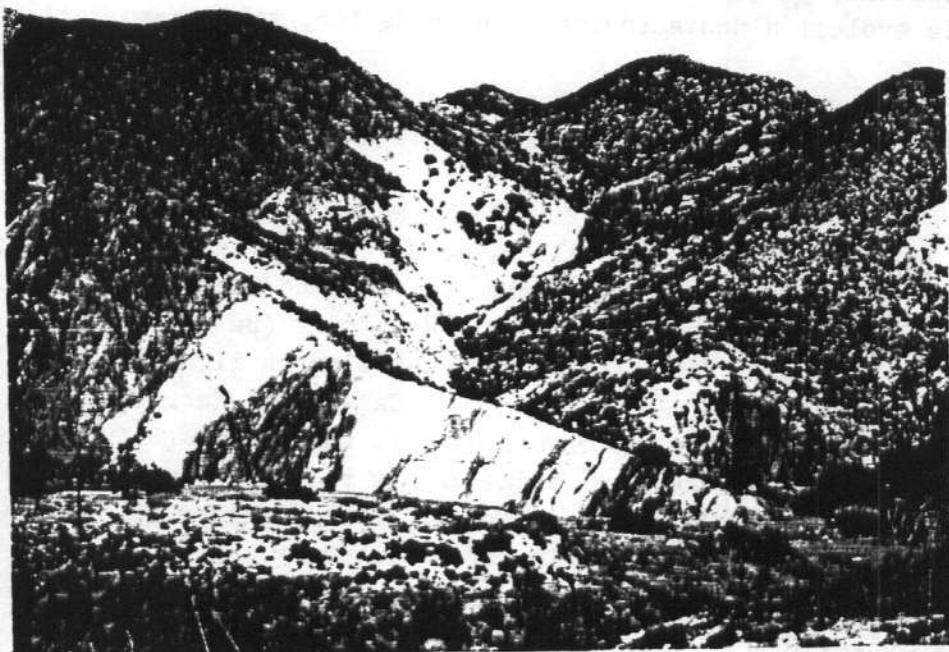
Esta forma en "bayoneta" se debe al juego de este Sistema "C", afectado por el rejuego de fallas del Sistema "A" como levógiros durante la compresión N-S en este sector oriental. Este Sistema delimitará la cuenca Argelo-Baleárica, de las cuencas de Alborán y Valenciana.

Este Sistema, por tanto, puede ser responsable de varios hechos importantes en la evolución neotectónica de este sector, tales como:

- El desplazamiento de las Baleares (excepto Menorca) hacia el NE, que aunque pudo comenzar antes, sufrió su última puesta en lugar ya comenzado el Mioceno superior.
- De la aparición ligada al mismo de un volcanismo esencialmente calco-alcalino, de edad principalmente Mioceno superior, tanto en las Cordilleras Béticas como en el Norte de África (Bellon et al., 1.983 y Hernández et al., 1.987). En algunos casos se ha ligado a estas fallas un volcanismo alcalino, tal como el de Cartagena, Marruecos, islas Columbretes ... etc. Las dataciones de este volcanismo (Plio-Cuaternario) y su mismo químismo apuntan, a que es más reciente y probablemente debido a una etapa de rafting posterior. Este mecanismo se instalaría en la confluencia de fallas de distintos sistemas.
- De la diferenciación que se opera en la orientación del campo de esfuerzos a un lado y otro del Sistema. Así, desde la cuenca de Granada hacia el Oeste la dirección de compresión máxima es aproximadamente NO-SE mientras que dentro del sistema y hacia el Este, varía entre N-S y NNO-SSE. Durante el Plio-Cuaternario la dirección media de la compresión máxima es entre N-S y NNO-SSE. (Boccaletti et al., 1.987). Esta discrepancia puede ser originada por la rotación antihoraria de los bloques del sector occidental debida a las transcurencias dextrales a

lo largo de las fracturas del Sistema "A", fracturas que en las cercanías del Sistema "C" funcionan como sinistrales. O sea, se observa una desviación de la dirección del máximo esfuerzo compresivo al alejarnos de este Sistema hacia el Oeste.

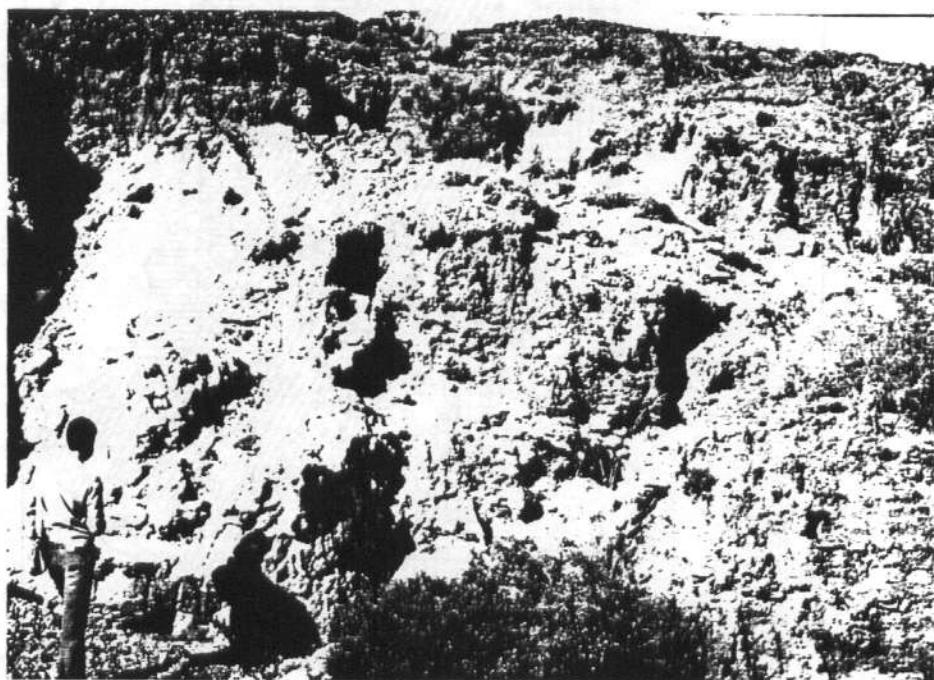
Este Sistema, aunque está representado fundamentalmente por las fallas NE-SO tales como la de Carboneras-La Serrata (fot. 3.4.3.-f), y su continuación en el Mar, la de Lorca-Alhama de Murcia (fot. 3.4.3.-g), etc., está representado también por fallas conjugadas de dirección N120°E (Loma del Viento, al SE de Roquetas, Almería). Estas últimas son poco frecuentes, debido a que por lo general re juegan las fallas N140°E ya existentes, y sobre todo por fallas N10-20°E tales como la de Mojácar-Garrucha (Palomares) (fot. 3.4.3.-h), las del borde occidental de Sierra Nevada ...



Fot. 3.4.3.- f.- Zona de cizalla con fallas paralelas al sistema de Carboneras (N40- 50°E). Están implicados materiales nevado-filábrides, alpujarrides, maláguides, así como rocas volcánicas neógenas y Mioceno medio-superior. Carretera de Carboneras a Mojácar - Almería-. Foto J. BAENA.



Fot. 3.4.3.- g.- Abanico deltaico del Mioceno terminal afectado por la falla de Lorca-Totana, que aquí actúa como falla mixta (normal y en dirección levógira. Foto J. BAENA.



Fot. 3.4.3.- h.- Depósitos del Cuaternario afectados por las fallas de Palomares en las cercanías de la Torre del Peñón. Foto J. BAENA.

Para la descripción más pormenorizada de los rasgos neotectónicos de las Cordilleras Béticas, y al igual que en el trabajo de Boccaletti *et al.*, (1.987), dividiremos las Cordilleras Béticas en varios sectores (fig. 3.4.3.-X):

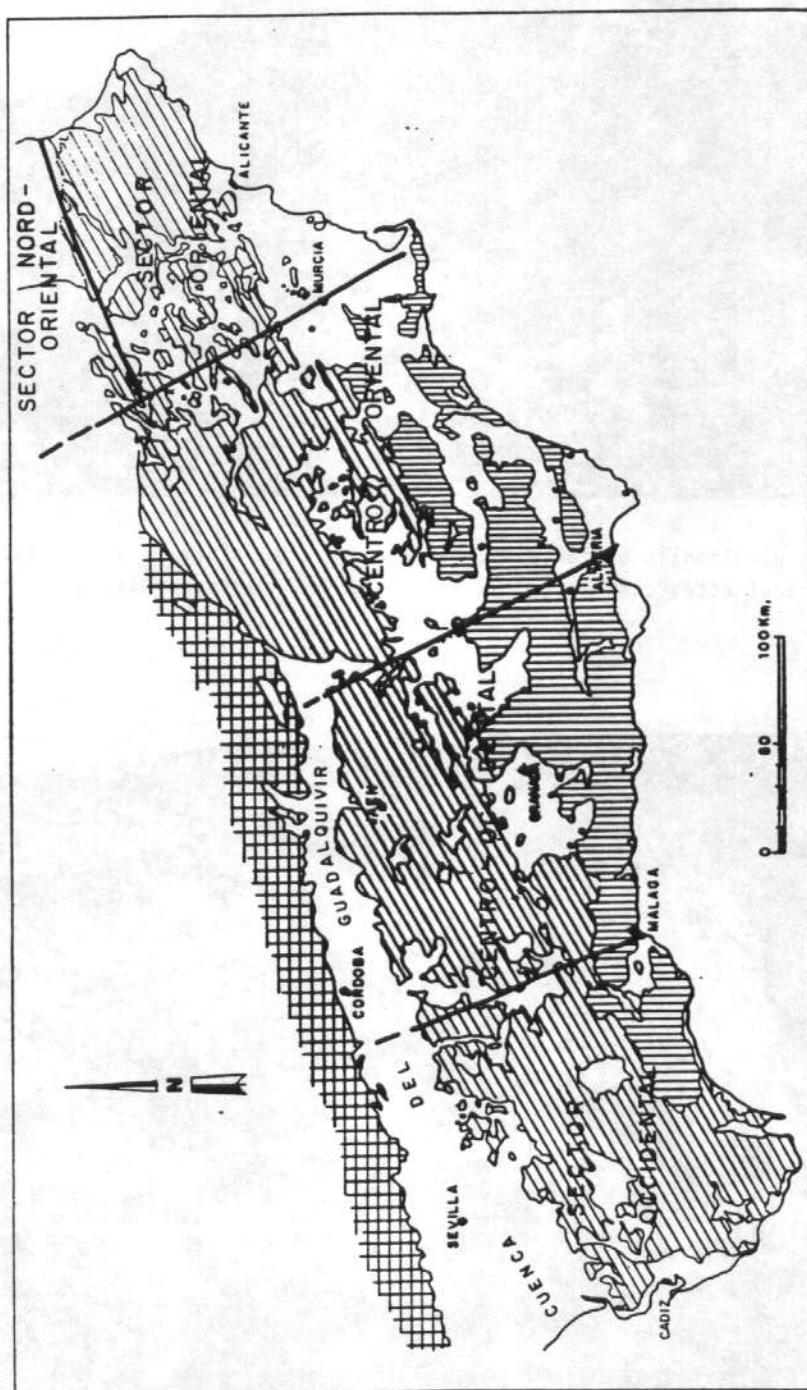


Fig. 3.4.3.- X.- Los distintos sectores de las Cordilleras Béticas.

- Sector occidental, entre el Golfo de Cádiz-Huelva, y la transversal que une Málaga-Puente Genil-Posadas.
- Sector centro-occidental, entre la anterior transversal de Málaga y la de Almería-Pozo Alcon-Ubeda.
- Sector centro-oriental, desde la anterior transversal a la de Cartagena-Murcia-0 de Albacete.
- Sector oriental, desde la anterior hasta el Mediterráneo.
- Sector nord-oriental, separado del anterior por la línea Játiva-Caudete-Almansa-Alpera-Chinchilla-S^a de Alcaraz.
- Cuenca del Guadalquivir.
- Islas Baleares.

3.4.3.1. Sector occidental.

Desde Ayamonte a la desembocadura del Guadalquivir, y debido a la naturaleza de los materiales, es difícil detectar accidentes tectónicos con claridad. Desde la frontera a Huelva pueden apreciarse algunos accidentes afectando al Cuaternario de dirección prácticamente E-O, que parecen hundir el bloque meridional. Estos accidentes, que se prolongan en el Algarve portugués, y que se detectan por geofísica, pueden ser prolongación hacia el Oeste de los que provocan la flexura creadora de la Cuenca del Guadalquivir, y pertenecen al Sistema "A" de gran desarrollo en toda la Cadena Bética. También existen anomalías geomorfológicas lineales en dirección NO-SE, al parecer ligadas a rejuegos de fallas tardihercínicas en el zócalo.

A la altura de Matalascaña existe una falla de dirección NE-SO que hunde el sector de las marismas entre esta estructura y la falla de la misma dirección de Sanlúcar. Desde esta falla se produce un basculamiento hacia el NO (Huelva). Curiosamente este accidente de Matalascaña, al NO de Doñana, coincide con el límite Norte del olistostroma del Guadalquivir, detectado por geofísica, y quizás sea éste el responsable, en su reajuste, de toda esta dinámica.

En el litoral de Cádiz los estudios geomorfológicos y del Cuaternario (Zazo, 1980) han detectado varias anomalías lineales de dirección NO-SE. Posteriores trabajos de Zazo et al., (1985) parecen demostrar que la Neotectónica ha sido la responsable de la morfología actual del estuario del Río Guadalete y Guadalquivir, ya que en el Pleistoceno inferior existía comunicación entre ambos a través de un brazo del Guadalquivir, siendo el

Guadalete un afluente del mismo, pero a partir de entonces el funcionamiento de la falla del Bajo Guadalquivir hace que el antiguo brazo quede abandonado, y evolucionen los dos estuarios independientemente (fot. 3.4.3.- ha).

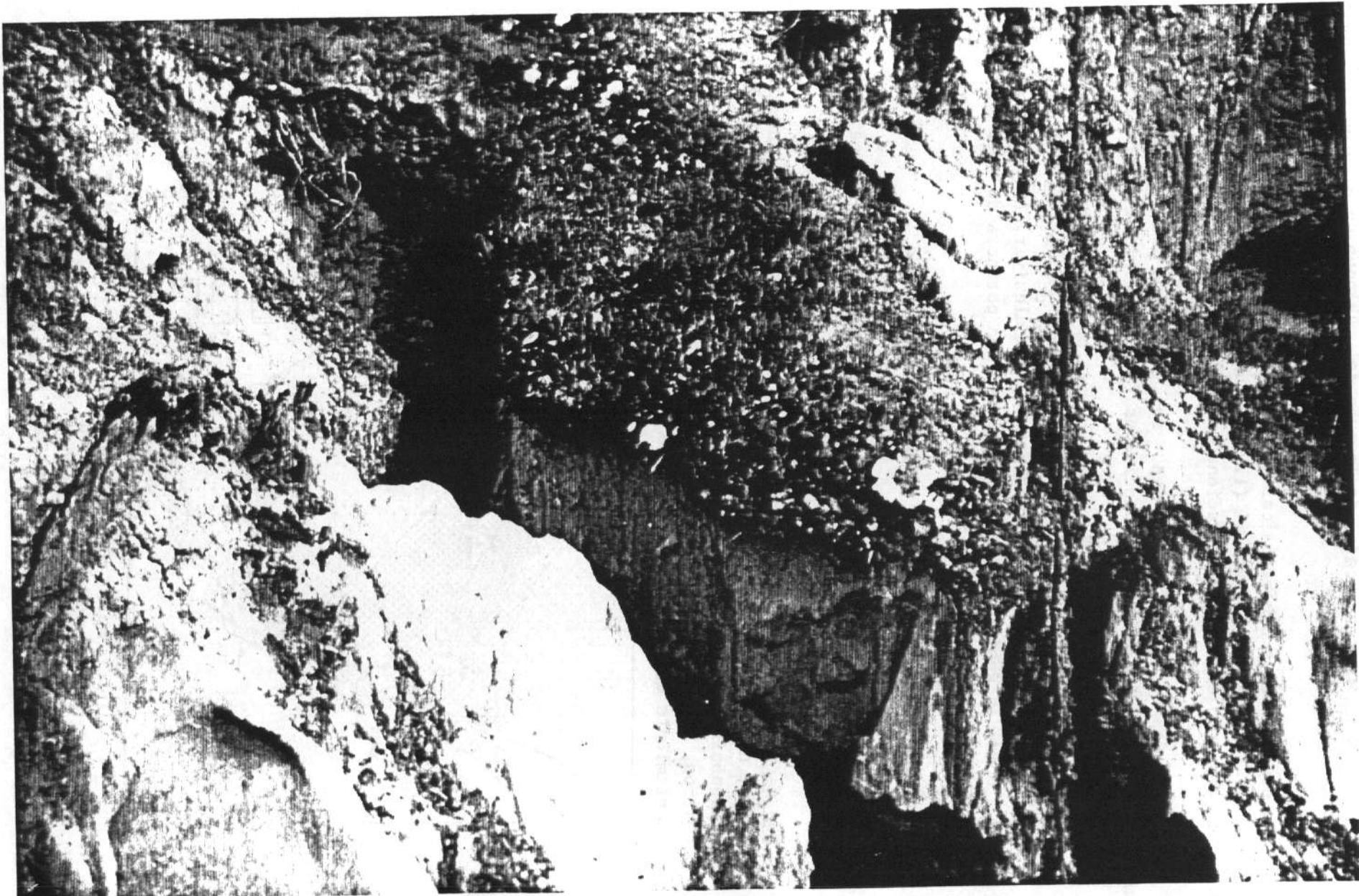
Este Sector presenta gran complejidad, ya que tanto las masas de materiales subbéticos, con gran cantidad de Triás arcillo-yesífero, como los flyschs, han sido desplazados desde el E y SE y acumulados aquí. Estas masas que continúan en el Atlántico por procesos gravitacionales, desmembradas y caóticas, enmascaran y obliteran en su movilidad muchas de las estructuras neotectónicas de este sector, sobre todo en las partes septentrionales y occidentales. Este proceso tiene su mayor desarrollo en el Tortoniense y, en parte, puede continuar en la actualidad.

Tanto por los estudios estructurales en las cuencas neógenas y cuaternarias como por las anomalías geomorfológicas lineales en las zonas donde estos depósitos no existen, se pueden detectar una serie de fracturas de direcciones muy variables.

Al Norte de la Cuenca de Ronda-Torcal de Antequera y hasta la Cuenca del Guadalquivir predominan las alineaciones N70°E/E-0, afectando a materiales de edad neotectónica e incidiendo ampliamente en las formas del relieve. Son las que crean los escarpes triásicos de los Corrales (Baena *et al.*, 1981 a), del borde N del Torcal de Antequera (Martín Serrano, 1981), o las que crean las subcuenca neógenas al N de Teba. Son testimonio de las antiguas fallas que trasladaron hacia el Oeste el "Bloque de Alborán" y casi todo el Subbético. También se observan fallas y anomalías lineales de dirección NO-SE y NNE-SSO y casi N-S.

Entre esta alineación y la que une en dirección E-0 la Cuenca del Guadalhorce y la de Arcos (que aunque no suficientemente estudiada podría corresponder a un gran accidente, representado al Este de Málaga por las fallas que dan forma a la costa) las direcciones de falla predominantes son NO-SE y N30°E. Las primeras corresponderían al Sistema "B", y las otras corresponden a una nueva dirección creada en este sector al configurarse al Arco de Gibraltar, en cuyo origen pudo influir la rotación antihoraria de bloque durante el juego desgarrante dextro.

Al Sur de esta última alineación, en el triángulo Málaga-Rota-Tarifa, ocurren cosas muy significativas: Por un lado la desaparición casi total de las direcciones E-0, y la abundancia de fallas N50°-60°E, N140-150°E y casi N-S. Las primeras parecen ser las que articulan la forma del Arco de Gibraltar combinando esfuerzos de dirección NO-SE con rotaciones. Las segundas son del Sistema "B", que configuran la costa entre Chipiona y Tarifa en combinación con las anteriores, y por último las últimas, que a veces muestran carácter de fallas inversas, con dirección de esfuerzos E-0 son las



Fot. 3.4.3.- ha.- En la playa de la Antilla y en la carretera La Antilla-Isla Cristina (prox. a la Antilla), las "arenas basales" del Plio-Cuaternario están afectadas por un sistema de fallas de dirección N-S. (Foto J.L. GOY y C. ZAZO).

representantes del último encaje de la cuña del "Bloque de Alborán" en su terminación occidental.

Las observaciones neotectónicas de este sector corresponden en su mayor parte a la tesis de J. Benkhelil (1.976), aunque ha sido enriquecida por estudios geomorfológicos y observaciones de campo.

Según Benkhelil (1.976), en sus estudios estructurales y microestructurales se pone en evidencia dos fases tectónicas importantes.

- Una fase de distensión mio-pliocena, manifestada por:
 - La subsidencia de las Cuencas de Guadalquivir, Arcos y Cádiz, donde la geofísica permite reconocer una potencia de Mio-Plioceno de alrededor de 3.000 m.
 - Una discordancia entre el Mioceno y el Plioceno.
 - Deformaciones representadas por fallas normales acompañadas, a menudo, por grietas de tensión.
- Una fase de compresión fini-pliocena, más intensa en las cuencas de Jerez, Arcos y Teba, marcada por pliegues de orientación N30 a N60°E, acompañada de fallas inversas de un sistema de desgarre N110 a N130°E, dextros, y N-S a N20°E, levógiros y más raros. Las direcciones de acortamiento durante esta fase se expresan en la fig. 3.4.3.-XI.

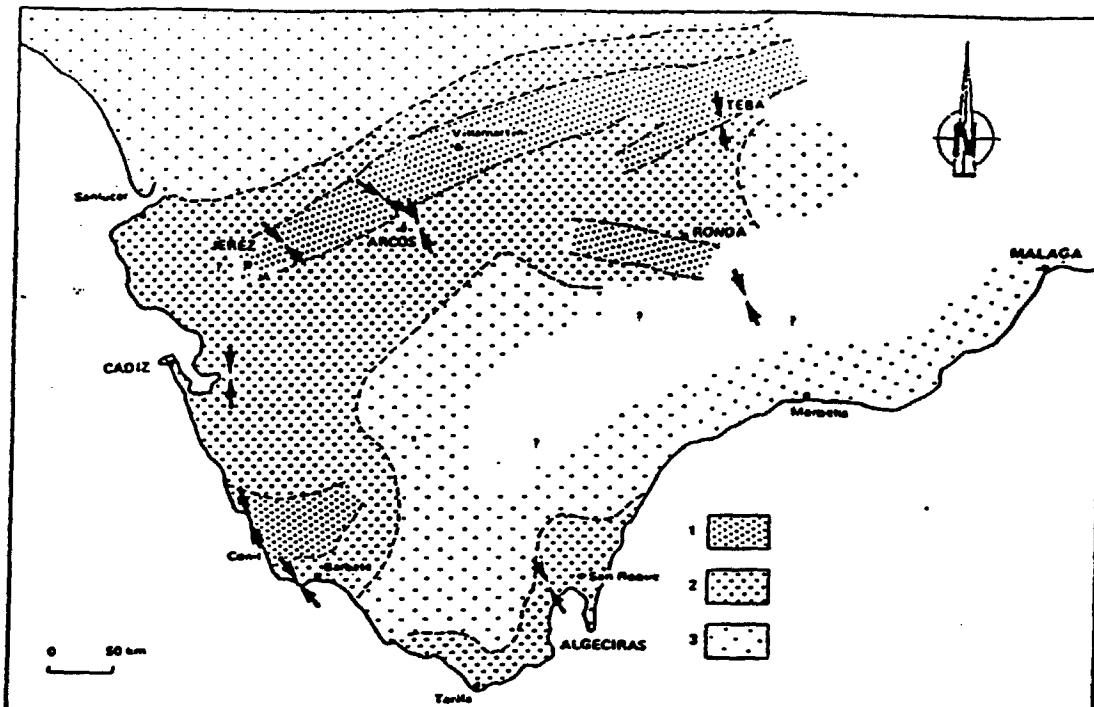


Fig. 3.4.3.- XI.- Intensidad relativa de la fase de compresión fini-plioceno en el Oeste de la Cordillera Bética (según BENKHELIL, 1976).

1º.- Fuerte a muy fuerte; 2º.- Débil a mediana; 3º Débil a muy débil. Las flechas indican la dirección de acortamiento máximo producida en dicha fase.

Según este autor, estas estructuras no son únicamente debidas a una acentuación de la curvatura del Arco de Gibraltar, sino sin duda a la existencia de un accidente profundo, con componente desgarrante dextra, que podría constituir con "la falla del Guadalquivir", situada más al Norte, una prolongación de la "falla transformante de las Azores".

El que la cuenca del Guadalquivir y su subsidencia obedezca a una distensión, es hoy discutido. Se considera que se trata de una flexura o gran pliegue de fondo cuyo origen está en un régimen compresivo. Además son múltiples las cuencas tortonienses asociadas a regímenes transcurrentes. Y por último la prolongación de la "falla de las Azores" es un problema complejo, no absolutamente resuelto aun.

En el plano nº 3 se muestran las tasas de elevación o subsidencia de la costa en este sector durante los últimos 100.000 años (Zazo *et al.*, 1987), en base a dataciones absolutas, y a las diferentes alturas que presentan los episodios que en su origen presentaban la misma cota.

3.4.3.2. Sector centro-occidental.

Dentro de este sector se pueden diferenciar dos amplias áreas con personalidad diferente desde el punto de vista neotectónico.

La situada al Norte del límite septentrional de la cuenca de Granada y Guadix, ocupada por materiales del Subbético (y algo de Prebético) que llega hasta la cuenca del Guadalquivir, y la situada entre ese límite y la costa, íntegramente dentro de lo que sería el "Bloque de Alborán" (Zonas Internas).

En el área septentrional son destacables una serie de hechos:

- Presencia de grandes alineaciones de dirección E-O o N70-80°E que son vestigios de los desgarres dextros del Sistema "A" que trasladaron hacia el Oeste casi todo el Subbético, y parte del Prebético. Estas fracturas funcionan aun en la época neotectónica (discordancia de Montefrio).

- A partir de la falla de Pozo Alcon-Ubeda (Tiscar) que la limita por el Este, se reconocen grandes masas caóticas con gran abundancia de Triás, que durante todo el Mioceno han avanzado hacia el Norte alimentando de olistostromas las diferentes cuencas neógenas y portando, en otros sectores, cuencas sobre fondo móvil (tipo "piggy-back"; Roldan y Rodríguez Fernández, 1.991) que avanzaban hacia el Norte durante el Mioceno medio-superior.

- Además de la fractura del Sistema "A", son frecuentes las del Sistema "B" que junto con las primeras levantaron y/o hundieron los bloques y dieron lugar al asiento de minicuencas con relleno de la época neotectónica, tales como las de Guadahortuna, Torre del Campo o Jaén-Martos.

Las deformaciones post-Tortonienses consistentes en abombamientos coincidentes a menudo con la orientación de los pliegues principales y ondulaciones o accidentes transversales, dividen todas las montañas subbéticas. Su estilo e importancia es variable segun los dominios morfoestructurales en los que se observan. Mientras que en las unidades subbéticas reactivan estructuras anteriores, parece ser que por el contrario en el Prebético externo se trata verosimilmente de la fase paraxismal. La tectónica y la morfogénesis interfieren constantemente a lo largo de todo el Mioceno. La aceleración de los esfuerzos tectónicos en el Mioceno medio ha engendrado lo esencial de los volúmenes, a los que la fase post-tortoniense ha conferido una nueva energía sin trastornar los rasgos anteriormente adquiridos, siendo la tectónica tangencial la que permanece predominante en las formas actuales del relieve. (Lhenaff, 1977).

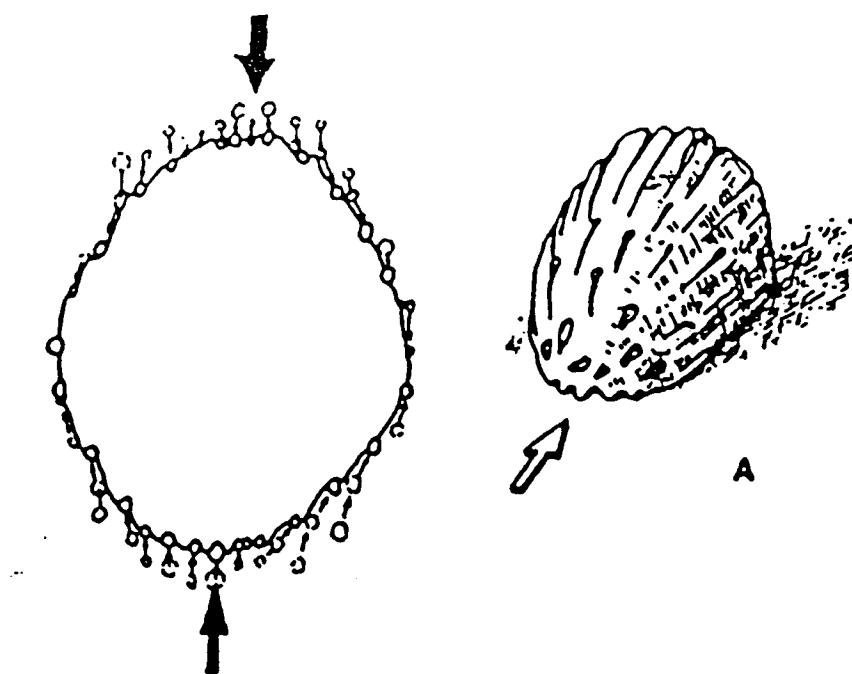
En el área meridional, aunque la actividad neotectónica es bastante compleja, la existencia de cuencas con relleno de edad neotectónica, y la naturaleza de los materiales permiten estudiar más detallada y ajustadamente los efectos de la tectónicas reciente.

La Cuenca de Granada y sus alrededores ha sido suficientemente estudiada desde el punto de vista de la Neotectónica, y entre los investigadores que se han dedicado a esta labor, cabe destacar a C. Sanz de Galdeano, A. Estévez, J. Rodríguez Fernández y A.C. López Garrido, de cuyos trabajos se han tomado los datos cartografiados.

Los trabajos de análisis estructural corresponden en su mayor parte a Sanz de Galdeano y Estévez, mientras que los que tratan de la evolución tecto-sedimentaria han sido realizados en su mayor parte por Rodríguez Fernández. Destacan dentro de esta cuenca los análisis de cantos estriados para la obtención de la dirección de compresión ($\vec{\sigma}_1$). (fig. 3.4.3.-XII).

Tanto la Cuenca de Granada como sus bordes están surcados por accidentes tectónicos con gran actividad neotectónica. Esto se refleja tanto en la evolución sedimentaria como en los caracteres y anomalías geomorfológicas.

Al Norte de la Cuenca se detectan fallas de dirección N70°E pertenecientes al Sistema "A", que corresponden a la falla de Cádiz-Alicante y a otras paralelas a la misma.



CANTOS ESTRIADOS (1226 medidas)
contienen 0, 5, 10, 15 %

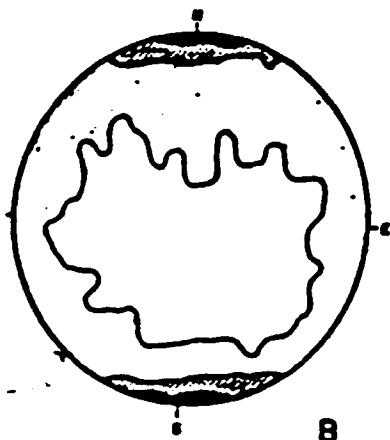
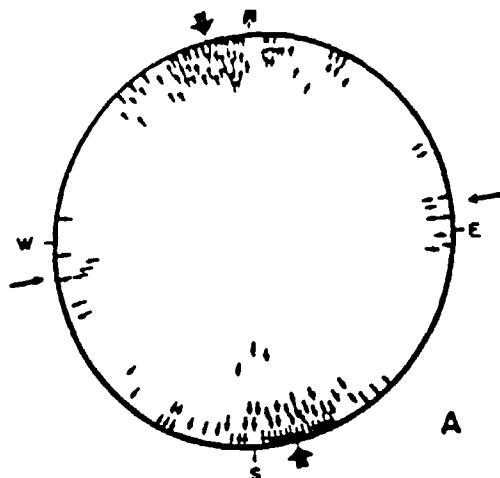
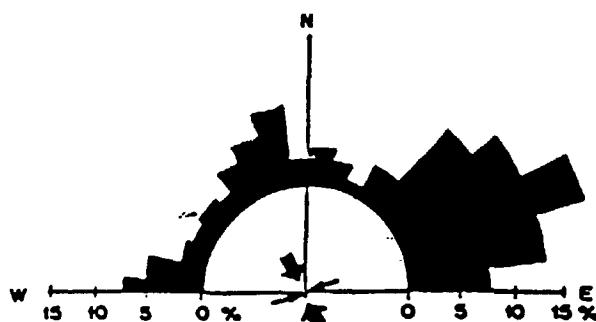


Fig. 3.4.3.-XII.- Esquema que muestra la posición de δ , en relación con los cantos estriados. A. Las flechas grandes indican la dirección de δ . B. Curvas de Frecuencia de dirección de estriás a partir de 1226 medidas, tomadas sobre todo el borde O y NO de Sierra Arana. Tomado de Sanz de Galdeano y Estevez, 1981; Estevez y Sanz de Galdeano, 1983.

Aquí se han realizado análisis estructurales, bien a partir de microfallas y pliegues (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983) (fig. 3.4.3.- XIII), o bien estudiando los cantos estriados en formaciones cuaternarias (Sanz de Galdeano, 1980). De ambos estudios se deduce la existencia de dos direcciones cruzadas de compresión. La compresión Norte-Sur es la más im-



116 medidas



8

461 ejes de pliegues

Fig. 3.4.3.- XIII.- Dirección general de σ_1 deducida a partir de microfallas y pliegues. Las flechas negras fueran del círculo corresponden a posiciones de σ_1 . Las más grandes indican compresiones más marcadas o que al menos han provocado mayor número de estructuras compresivas A.- Direcciones de σ_1 deducidas a partir de 116 Fallas inversas o descargas medidas fundamentalmente en el borde O y NO de Sierras Arana. B.- Direcciones de pliegues medidos en el Mioceno superior de la Depresión de Granada. Se agrupan con intervalos de 10°. Tomado de Estévez y Sanz de Galdeano, 1.983.

portante, y la más generalizada en todas las Cordilleras Béticas y claramente relacionada con el acercamiento de Iberia y África. Pero ¿y la compresión Este-Oeste?. Es desde luego menos importante, y por lo general se observa cerca de la traza de los grandes accidentes como el de Cádiz-Alicante.

En el borde sur predominan las fallas de dirección E-O, que aquí afectan al "Bloque de Alborán" o Zonas Internas. Corresponden a fallas transcurrentes dextrales. Además a un lado y otro de la Cuenca y en el substrato de la misma existe la cicatriz de la colisión entre el "Bloque de Alborán" y las Zonas Externas, o falla Nor-Bética, que aunque también tuvo carácter de desgarre dextral, parece estar hoy más o menos suturada.

En relación con esta colisión se produjo un cabalgamiento en la transversal de Sierra Nevada de parte del "Bloque de Alborán" sobre las Zonas Externas, lo que provocó un engrosamiento cortical a la altura de esta Sierra. Por ello durante toda la época neotectónica se produce una lenta elevación de la misma, tanto como pliegue de fondo, fruto del régimen compresivo casi N-S, como por reajustes isostáticos.

Todo este Sistema está atravesado y en parte desplazado por fallas del Sistema "B" o sea NO-SE, que provocan que la cicatriz nord-bética que procedente del Este penetra en la cuenca por el Noreste, abandona esta por el SO debido a que el carácter original del Sistema "B" era levógiro. Posteriormente y cuando δ ¹ pasa de ONO-ESE a casi N-S, funcionaran como dextrales. Además, aparecen importantes fallas rumbo-deslizantes levógiros de dirección NNE-SSO pertenecientes al Sistema "C", sobre todo en la parte oriental de la Cuenca.

Tanto las fallas del Sistema "A" como las del Sistema "B" representan las fallas antitéticas y sintéticas respectivamente a un tipo Riedel en la gran zona de cizalla a través de la que se canalizaron los movimientos dextrales. Esta zona de cizalla evolucionó como tal hasta las etapas previas a la época neotectónica, y condicionó la estructuración de las cuencas, que como la de Granada serían rellenadas por materiales neotectónicos. El posterior giro de la dirección de compresión de ONO-ESE en sentido de las agujas del reloj a una dirección N-S, y el comportamiento cinemático de los bloques condicionó fuertemente la sedimentación y determinó la diferenciación morfológica de la cuenca y de los polos subsidentes dentro de la misma, como ha sido puesto de relieve mediante el análisis de perfiles sísmicos por J. Rodríguez Fernández et al., (1.989). Según estos autores la evolución neotectónica de esta cuenca está controlada por el comportamiento cinemático de los diferentes bloques que compartimentan la cuenca por efecto del cruce de las fallas del Sistema "A" con otras fallas tipo Riedel con las que

forman un sistema dextro; lo que recuerda a una compleja cuenca tipo "pull-apart" (fig. 3.4.3.-XIV).

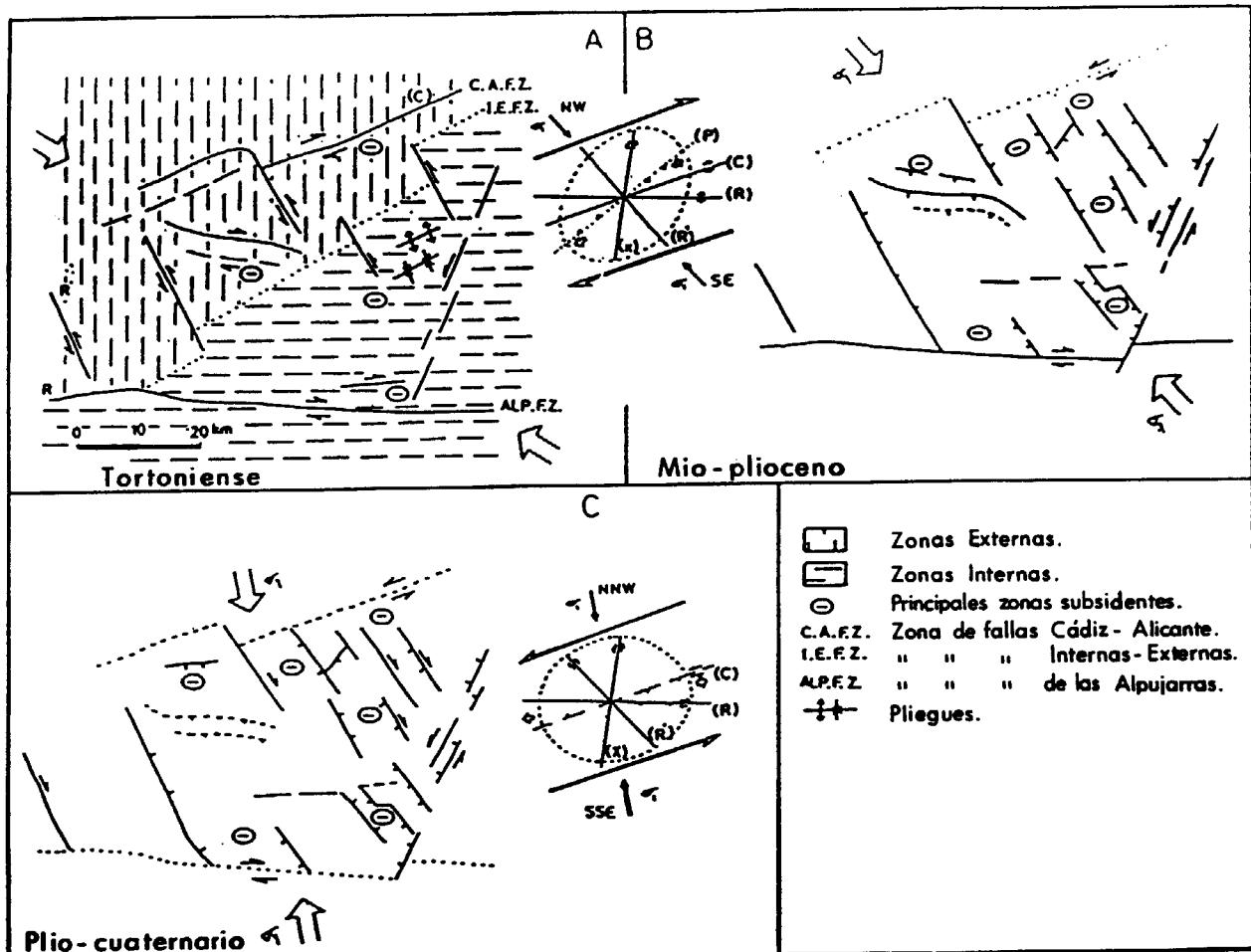


Fig. 3.4.3- XIV Evolución neotectónica de la Cuenca de Granada.
(Rodríguez Fernández et al., 1.989)..

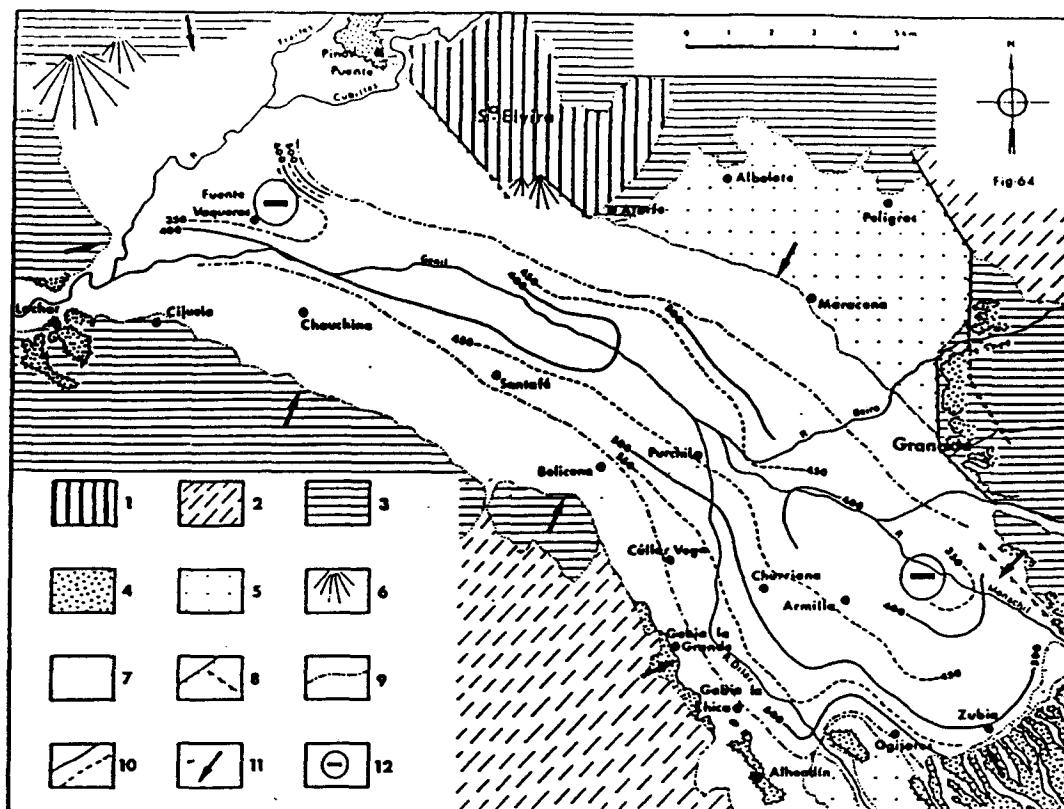
Lo que si se ha podido mostrar en el análisis de los perfiles sísmicos es la migración y acentuación de los depocentros hacia el E y hacia el N. Esto estaría ligado al movimiento transcurrente de los límites de los bloques en que ellos se encuentran en direcciones E-O y NO-SE respectivamente, resultando una extensión alternativa en zig-zag.

Actualmente se encuentran sectores en hundimiento (Vega de Granada, fosa del Padul-Durcal, etc.), a la vez que existen rasgos compresivos muy recientes, tanto N-S como E-O. Además, parece que toda la región se eleva en su conjunto, aunque haya algunos puntos que lo hagan más, y queden otros más

subsidentes. Esto quizás sea debido a reajustes isostáticos como ya indicábamos con anterioridad (fig. 3.4.3.-XV y fot. 3.4.3.-i).

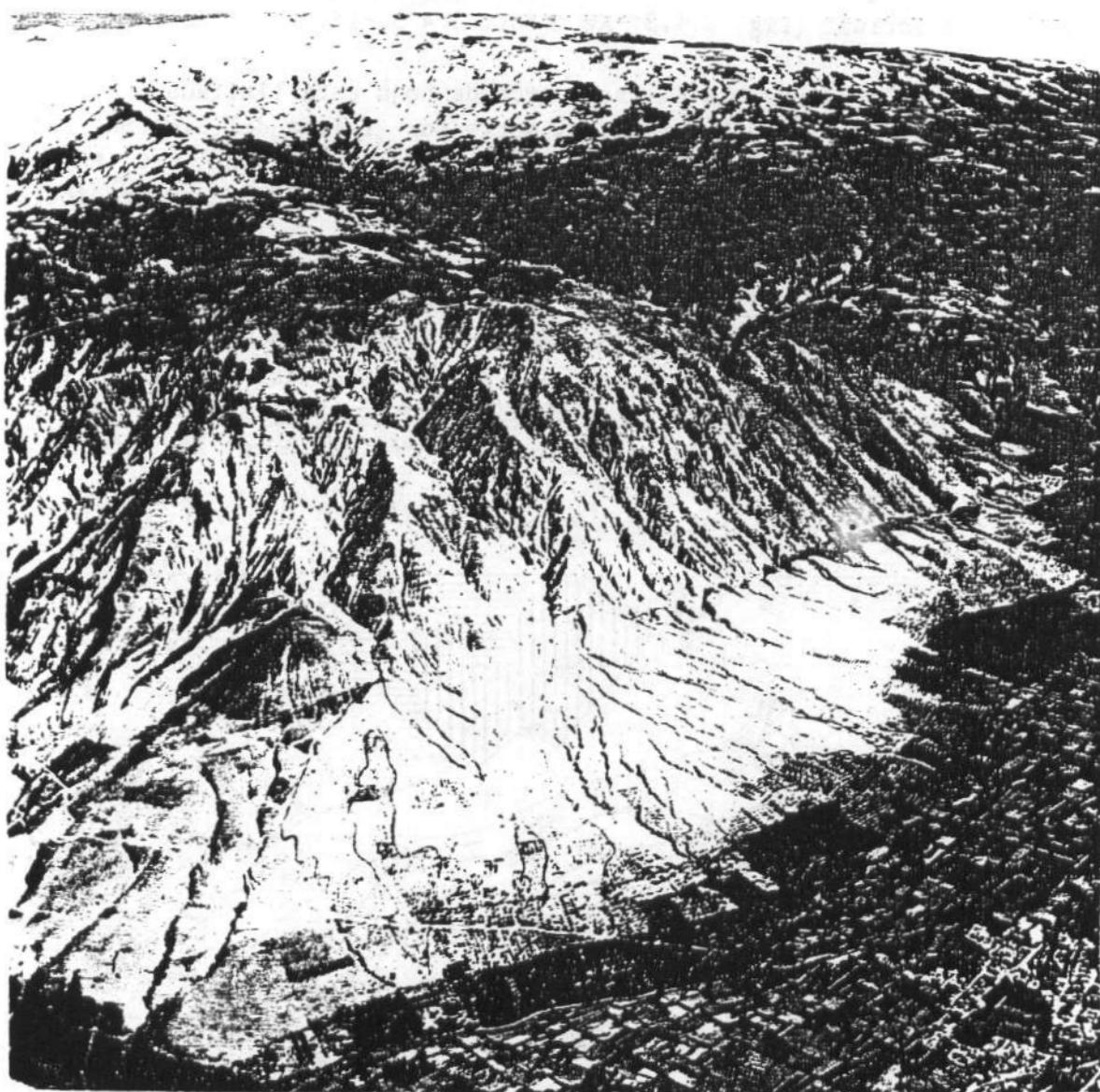
Al Oeste de la Cuenca, la Sierra Gorda de Loja está limitada a Este y Oeste por fallas del Sistema "B", y al Norte por fallas del Sistema "A", alrededor de las cuales se observan direcciones de compresión E-O. En el Plioceno, al NO de esta Sierra, el análisis estructural muestra compresiones casi N-S.

En el Pasillo del Colmenar, al N de los Montes de Málaga es difícil detectar grandes accidentes debido al carácter arcilloso de los materiales allí presentes. No obstante predominan las direcciones casi E-O, y su trazado debe estar en relación con el de la cicatriz nor-bética completamente obliterada aquí, que se une al accidente Cádiz-Alicante en la región de Ardales.



Fg. 3.4.3- XV. La subsidencia reciente en la Vega de Granada.
(De I.G.M.E. - F.A.O., en Lhenaff, 1.977).

1º- Subbético; 2º- Serie del Mioceno terminal; 3º- Conglomerados villafranquenses; 4º- Terraza y deposito del Cuaternario medio; 5º- "Vega Alta" Würn probable; 6º- Conos de deyección reciente; 7º- "Vega Baja"; 8º- Falla, falla probable o flexura; 9º- Límite de la cubeta señalada por el Cuaternario resistivo revelado por los sondeos eléctricos; 10º- Curvas de la base del Cuaternario resistivo; 11º- Sentido de basculamiento de los deósitos y formas; 12º- Polos de subsidencia.



Fot. 3.4.3.- i.- La falla de Durcal, de dirección NO-SE, al Sur de Granada. Funciona como falla normal afectando a abanicos aluviales, y limitando la fosa subsidente del Padul. Obsérvese las facetas triangulares. (Foto de F. ALDAYA, tomada de Geogaceta).

Tanto en los Montes de Málaga como en la Sierra de Almijara predominan las fallas de dirección N120°E de carácter dextro, en consonancia con la compresión N-S, y afectando al Plioceno.

Al Sur de la Cuenca de Granada, se observan fallas de todos los sistemas, y el análisis estructural muestra una dirección de compresión durante el Cuaternario casi N-S, con esporádicas apariciones de compresiones E-O.

Así, en el valle de los Guajares al N de Motril (Estévez *et al.*, 1.985) al igual que en otras zonas próximas, se distinguen los tres Sistemas de fracturas principales. El primero en importancia por sus implicaciones paleogeográficas y por la creación de relieves tienen dirección N120-150°E (Sistema "B"); de menor importancia, al menos aparentemente, son el de dirección N10-30°E (Sistema "C"), y el de dirección N70°-100°E (Sistema "A"). Algunas fallas tienen direcciones intermedias y es difícil precisar su posible pertenencia a uno u otro Sistema (Estévez *et al.*, 1.983). Todas estas fallas tienen importantes saltos verticales, que pueden alcanzar del orden de 1.000 m en la ladera N del Valle, y algo menor en la ladera Sur. Se trata de una compleja fosa originada por el juego de estas fallas, que la erosión solo ha retocado levemente. Todos estos juegos son fundamentalmente del Mioceno superior, mostrando evidencias de movimientos aun más recientes, del Plioceno e incluso del Cuaternario.

Entre Sierra Nevada, y las Sierras de Contraviesa y Gador, se instala una estrecha depresión de unos 85 kms de largo denominada "Corredor de las Alpujarras". Allí el predominio es de los desgarres y sus efectos sobre las viejas rocas metamórficas y los depósitos del Neógeno y Cuaternario han sido investigados por Sanz de Galdeano *et al.*, (1.985). El Sistema dominante es el "A" con fallas de dirección N70°E y E-0 que actuaron como desgarres dextros antes de la época neotectónica. También aparecen fracturas N0-SE y NNE-SSO, al parecer posteriores, las primeras dextrogiradas y las segundas levogiradas. De todos modos también existen pruebas de desplazamientos levogirados en las fallas N0-SE. No todas las fallas son de naturaleza rumbodeslizante. Existen claros ejemplos de fallas normales y oblicuas, y de hecho este corredor debe su existencia a desplazamientos verticales de los bordes Norte y Sur que forman las paredes de este Complejo "graben", y que han funcionado incluso en el Cuaternario.

En Iznallor, al N de Sierra Arana y en la Cuenca de Guadix las observaciones y análisis estructurales realizados, tanto sobre cantos estriados como sobre fracturas (Estévez y Sanz de Galdeano, 1.980), apuntan a compresiones fundamentalmente N-S durante el Cuaternario. Las direcciones de fallas más importantes reconocidas son la N70°E del Sistema "A" y las N0-SE del Sistema "B". El rejuego de ambos sistemas condiciona la forma rombica de la cuenca de Guadix.

Las fallas del Sistema "A" no son visibles directamente, pero están jalónadas por deformaciones modernas, fuentes termales, etc. Corresponden al accidente Cádiz-Alicante, aquí llamado del Negratín (Estévez *et al.*, 1.976). Fallas también de este Sistema "A", pero ya dentro del "Bloque de Alborán" y con dirección casi E-0, aparecen limitar por el Sur la cuenca de Guadix. Fallas del Sistema "B" lo hacen por el Oeste y Este. Al SE de Freila estas fallas pueden ser continuación del accidente del río Nacimiento detectado

por multitud de anomalías geomorfológicas y de la zona de fallas del NE de Almería (ya en el límite de este sector) que se pierde en el Mar por Cabo de Gata. También se observan algunas fallas del Sistema "C" de dirección NNE-SSO en el borde oriental de Sierra Nevada, así como SE de la Cuenca de Guadix, donde dan origen a una zona subsidente.

Al N de la Sierra de Baza también se ha detectado una compresión de dirección N-S en el Cuaternario, existiendo un abombamiento anticlinal diapírico alineado N70°E (Estévez *et al.*, 1976) según la traza del accidente del Negratin o Cádiz-Alicante. Las fallas NO-SE del Sistema "B" están aquí representadas por las que trastocan toda la estructura de la Sierra de Baza y la limitan al SO y NE (Fallas de Nacimiento-Mencal y de Baza-Quesada). Estas fallas desplazan el accidente del Negratin o Cádiz-Alicante de forma levógira, de tal suerte que éste está situado cada vez más al Norte desplazándose de O a E.

Al Sur de la Sierra de Gador, y hasta el mar, desde Adra hasta Almería se extiende una vasta área ocupada por terrenos pliocenos y cuaternarios. Tradicionalmente conocida como Campo de Dalias, junto con su litoral, constituyen un marco en el que prácticamente están reflejados todos los sistemas de fracturas actuantes en este sector, y es un magnífico ejemplo de los efectos de la neotectónica en la morfología del terreno.

Toda la región litoral desde Adra hasta Alicante, ya en el sector oriental presenta unas características idóneas para el estudio de la neotectónica por varias razones, tales como:

- Actividad neotectónica acusada.
- Amplia representación de formaciones recientes (Pliocenas y Cuaternarias) tanto marinas como continentales, fácilmente correlacionables.
- Presencia de fauna y de condiciones adecuadas para las dataciones tanto relativas como absolutas.
- Condiciones climáticas que favorecen la existencia de buenos afloramientos para la realización de análisis estructurales en dichos materiales.
- y sobre todo, amplia representación de caracteres morfológicos de fácil identificación que se pueden relacionar con esta actividad neotectónica. Entre estos depósitos y formas destacan una buena y extensa representación de terrazas marinas cuaternarias, cuyo estudio ha permitido, como más adelante veremos, deducir datos sobre tasas de movimiento en los últimos 100.000 años. (Plano nº 3).

El estudio de las fallas que afectan al Plioceno y Cuaternario del Campo de Dalías, fué realizado en su parte occidental por Fourniguet en su tesis (1975). Más adelante, durante la realización de la cartografía geológica a escala 1:50.000 (Baena y Ewert, 1977 a), se completó el reconocimiento estructural de dicha región.

El Sistema "A" está representado por las fallas casi E-O (o N70°E) que dieron lugar a la creación de la estructura graben-horst que con esta dirección se detectan en el substrato (geofísica y sondeos mecánicos). Estas estructuras fueron fosilizadas por los depósitos más modernos del Plioceno y Cuaternario, y son los que definen la forma de la costa entre Adra y Málaga, según parece confirmar la geofísica realizada en la plataforma. Al pie de la S^a de Gador estas fallas funcionan a lo largo del Cuaternario mediante impulsos, y a distinta velocidad, como se deduce del dispositivo (encajamiento, superposición) de los sistemas de abanicos aluviales. (Goy y Zazo, 1983 a) (fig. 3.4.3.-XVI).

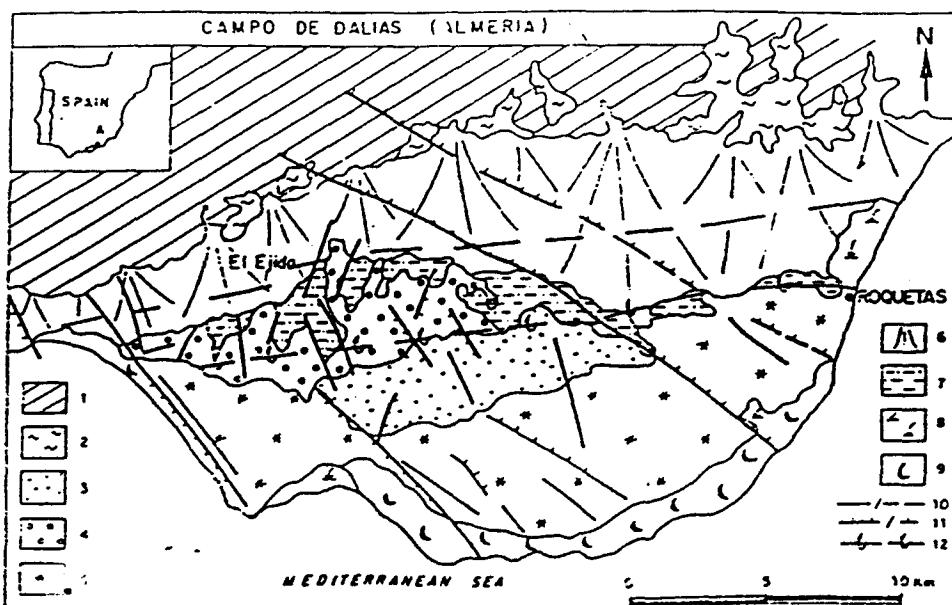


Fig. 3.4.3- XVI. Esquema morfoestructural del Campo de Dalías. 1º- Pre-Mioceno Superior; 2º- Mioceno Superior marino; 3º- Plioceno Medio-Superior marino; 4º- Depósitos marinos Cuaternarios en relación con los depósitos continentales; 6º- Sistemas de abanicos aluviales; 7º- Depresiones llenas con facies destales de abanicos aluviales; 8º- Lagunas saladas; 9º- Dunas; 10º- Falla; 11º- Falla normal; 12º- Eje de flexura. (Goy y Zazo, 1.983).

Las fallas del Sistema "B" (N140°E) tienen una destacada actividad neotectónica, reflejada en una serie de hechos, tales como:

- Provocan el hundimiento del bloque Dalias-Berja, entre las Sierras de la Contraviesa y Gador.
- Condiciona la forma de la costa occidental del Campo de Dalias, hundiendo la zona de Balanegra-Delta del río Grande de Adra, lo que facilita la intrusión marina en los acuíferos.
- Provoca la alineación de cumbres en esa dirección dentro de la propia Sierra de Gador.
- Afecta a los episodios marinos cuaternarios.
- Sus brechas, espejos de fallas, y efectos sobre los materiales alpujárrides y del Mioceno superior son fácilmente visibles en la costa, al Este de Almería.

Además de estas direcciones existen otras fallas que con rumbo N120°E y N10-20°E atraviesan el Campo de Dalias. Estas fallas podrían asimilarse al Sistema "C", como conjugadas del corredor desgarrante. Las primeras son las más activas, provocan el hundimiento del área Roquetas-Aguadulce, afectando a todas las terrazas marinas cuaternarias (fot. 3.4.3.-j), incluso a las más recientes y también a parte de los abanicos aluviales del Cuaternario que bordean la Sierra de Gador. (Baena et al., 1981 b y c).



Fot. 3.4.3.- j.- Red de diaclasas rellenas de calcita que afectan a las terrazas del Pleistoceno marino al NO. de Roquetas (Almería). La bisectriz del diedro formado por estas diaclasas tiene una dirección sensible mente N-S. Foto J. BAENA.

Las segundas menos desarrolladas también afectan al Plioceno y Cuaternario.

La compresión dominante en el Cuaternario es N-S, y sus efectos no solo son detectados en las fracturas, sino que todo el conjunto del Campo de Dalias constituye, en sí, el flanco Norte de un abombamiento anticlinal de dirección aprox. E-O, provocado por esta compresión. Ello se refleja como un basculamiento de toda la superficie del Campo ocupado por calcarenitas del Plioceno superior (que se apoyan sobre margas) hacia el Norte. Los efectos de esto en la hidrogeología de la región son positivos, puesto que frenan la escorrentía y facilitan la alimentación de este acuífero calcarenítico.

3.4.3.3. Sector Centro-oriental.

En este Sector están presente prácticamente todos los dominios que se consideran en las Cordilleras Béticas: El contrafuerte cratogénico de la Meseta, Zonas Externas (Prebético y Subbético), y gran parte del "Bloque de Alborán" (Zonas Internas), todas ellas compartimentadas en Bloques elevados y cuencas subsidentes fruto del rejuego de todos los sistemas de fallas principalmente durante la época neotectónica.

Varias son las características que destacan en este Sector con relación a las anteriormente descritas, tales como:

- La aparición o reaparición de la gran estructura de cizalla transcurrente levógira, que con dirección NE-SO o N10-20°E (Sistema "C") atraviesa todo el sector, con componente más o menos inversa según las épocas. Este sistema, característico de la época neotectónica, está representado por los accidentes de Carboneras-La Serrata, paralelo a la S^a del Cabo de Gata, Mojácar-Garrucha (Palomares) y otros muchos paralelos a ellos.
- La presencia de pequeños Arcos o cuñas, tales como el de Cazorla en las Zonas Externas, y el de Aguilas (S^a de Almenara) en lo que se considera "Bloque de Alborán". Tales "arcos" son fruto del desplazamiento hacia el NO durante el Mioceno-Plioceno superior.

En el caso de la "Cuña de Aguilas o de S^a Almenara este desplazamiento fue posterior a otro sufrido anteriormente a la época neotectónica hacia el Oeste.

En la formación de estas estructuras juega un importante papel las fallas del Sistema "B" de dirección NO-SE, y de carácter dextrogiro.

- La aparición de volcanismo, generalmente ligado a las fallas del Sistema "C", aunque puede reflejarse en otras estructuras o Sistemas. Este volcanismo está muy desarrollado en la Sierra de Gata. Cuenca de Vera y Cuenca de Mazarrón. Su carácter es generalmente calco-alcalino.

La Bahía de Almería, y en general toda la mitad meridional de la Provincia sirve de enlace entre el sector anterior (centro-occidental) y el que ahora contemplamos (sector centro-oriental). En realidad esta subdivisión es un tanto arbitraria. Por constituir un área que reune todas las características de una región neotectónicamente activa, su mapa de Síntesis (nº 6) realizado en la fase de congruencia de los diferentes datos recopilados (apartdo. 3.3.4.6. de la Memoria) ha servido de ejemplo (Baena et al., 1988), y aquí puede mostrarse como tal, de la labor realizada antes de llegar a la escala definitiva 1:1.000.000 (fig. 3.4.3.-XVII).

Para la realización de este documento, se han tenido en cuenta numerosos estudios, ya sean de tipo cartográfico (Baena y Voermans, 1983), como sedimentológicos y estructurales (Alvado, 1986; Bousquet, 1979; Ott d'Estevou, 1980; Weijermans, 1987 ...).

Si bien los estudios de análisis estructural, tan numerosos en esta región, han permitido entender el funcionamiento geodinámico y la cinemática de las diferentes regiones, no hay duda que han sido el estudio de las anomalías geomorfológicas y sobre todo el análisis de las secuencias marinas cuaternarias, su datación y su distribución, los que han permitido obtener datos objetivos sobre tasas de movimientos actuales (Goy y Zazo, 1983 b y c, 1986) (fig. 3.4.3.-XVIII).

Se puede fácilmente apreciar que son las fallas o accidentes principales los responsables de la desnivelación de las diferentes líneas de costa correspondientes a estos episodios marinos (fig. 3.4.3.-XIX), e incluso la proliferación de episodios allí donde las fallas funcionaban en el transcurso del depósito (Goy et al., 1986) (fotos 3.4.3.- k y l).

La continuidad de todas las estructuras presentes en tierra han sido confirmadas por los estudios geofísicos llevados a cabo en la plataforma continental (Baena et al., 1977 a; IGME, 1982), donde llegan a dar lugar a rasgos fisiográficos tan acusados como el Gran Cañón de Almería que cruza la Bahía de NE a SO (fot. 3.4.3.- m).

A partir de la época neotectónica la compresión ONO-ESE que había dominado previamente se amortigua y pasa a ser de dirección NO-SE,

THE SYNTHESIS NEOTECTONIC MAP (SIMPLIFIED) ALMERIA - GARRUCHA (84/85)

Nº 6

- 1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
PW Vel. km/seg
Thick. km
S 135m
Af Q
20mm
1000a
2m
1000a
32 33 34 35 f₁ to f₅ 36

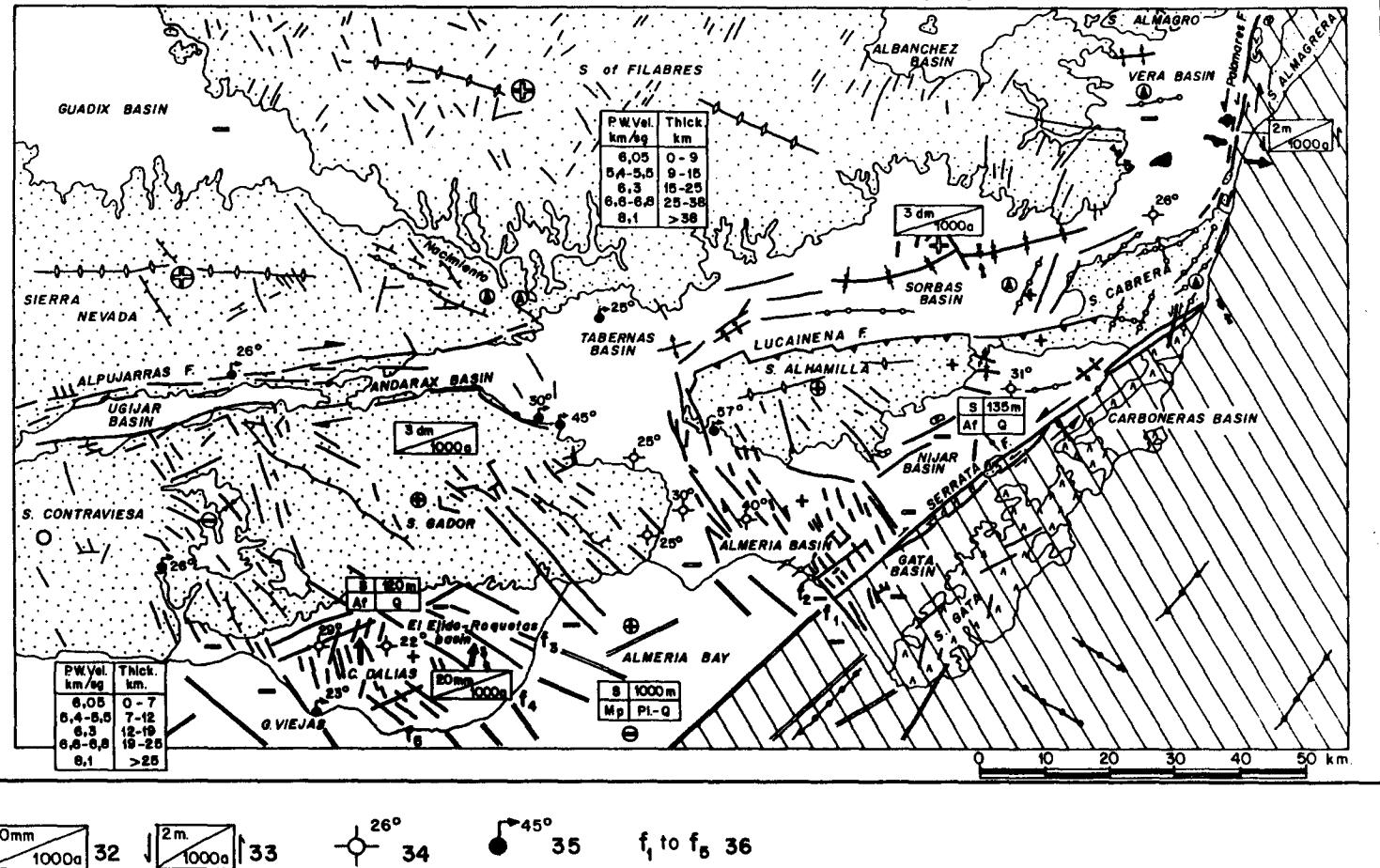


Fig. 3.4.3- XVII.- Mapa de síntesis neotectónica (simplificado). 1º- Relieves; 2º- Cuencas; 3º- Volcanismo calco-alcalino; 4º- Volcanismo shoshonítico; 5º- Volcanismo ultrapotásico; 6º- Área con delgada corteza continental; 7º- Mega-cizallas o fallas rumbo-deslizantes; 8º- Fallas detectadas en la plataforma (por métodos sismicos); 9º- Fallas afectando a materiales antiguos; 10º- Fallas que funcionan desde el Mioceno Superior; 11º- Fallas inversas que funcionan desde el Mioceno Superior; 12º- Fallas afectando a depósitos Cuaternarios; 13º- Anticlinales afectando a depósitos Cuaternarios; 14º- Sinclinales afectando a depósitos Cuaternarios; 15º- Dirección de esfuerzos principales en la horizontal con carácter local; 16º- Basculamiento; 17º- Desgarres; 18º- Anomalías geomorfológicas puntuales o areales relacionadas con la neotectónica; 19º- Líneas de cumbres de direcciones anómalas; 20º- Anomalías geomorfológicas lineales; 21º- Rasgos Fisiográficos más relevantes en la plataforma; 22º- Antiforme; 23º- Elevación regional; 24º- Área estable desde el Mio. Sup.; 25º- Área en elevación desde el Mioc. Sup.; 26º- Área subsidente desde el Mioc. Sup.; 27º- Área en elevación desde el Plioceno; 28º- Área subsidente durante el Cuaternario; 29º- Área de elevación durante el Cuaternario; 30º- Características de la corteza (P.W. vel. Velocidad de las ondas Primarias); 31º- Tasas de sedimentación; 32º- Tasas de elevación; 33º- Tasas de movimiento horizontal; 34º, 35º- Sondeos y manantiales termales; 36º- f₁. Falla de la Serrata; f₂. Falla de Amoladeras; f₃. Falla de Roqueta; f₄. Falla de Loma del Viento; f₅. Falla de la Bahía de Guardias Viejas. (Baena et al., 1.988).

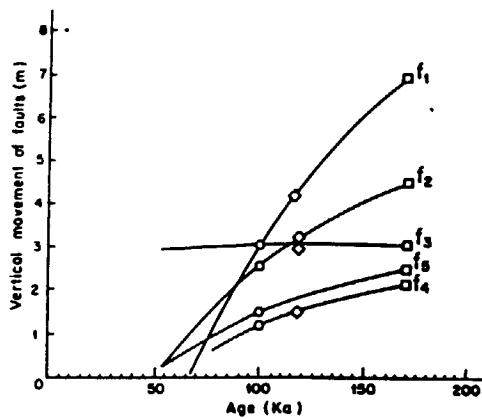


Fig. 3.4.3- XVIII. Tasas de movimiento vertical de las fallas en la Costa de Almería. F1º- Falla de Serrata; F2º- Falla Amoladeras; F3º- Falla de Roqueta; F4º- Falla de la Loma del Viento; F5º- Falla de la Bahía de Guardias Viejas.

□ .- Tyrohemiense I ◇ .- Tyrohemiense II

○ .- Tyrohemiense III

La localización de la falla se muestra en la fig.
(Baena et al., 1.988).

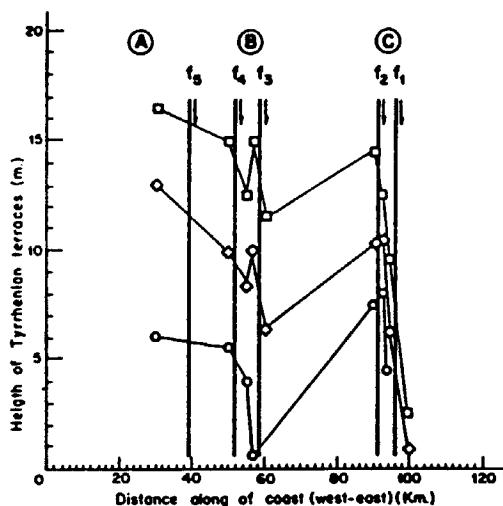
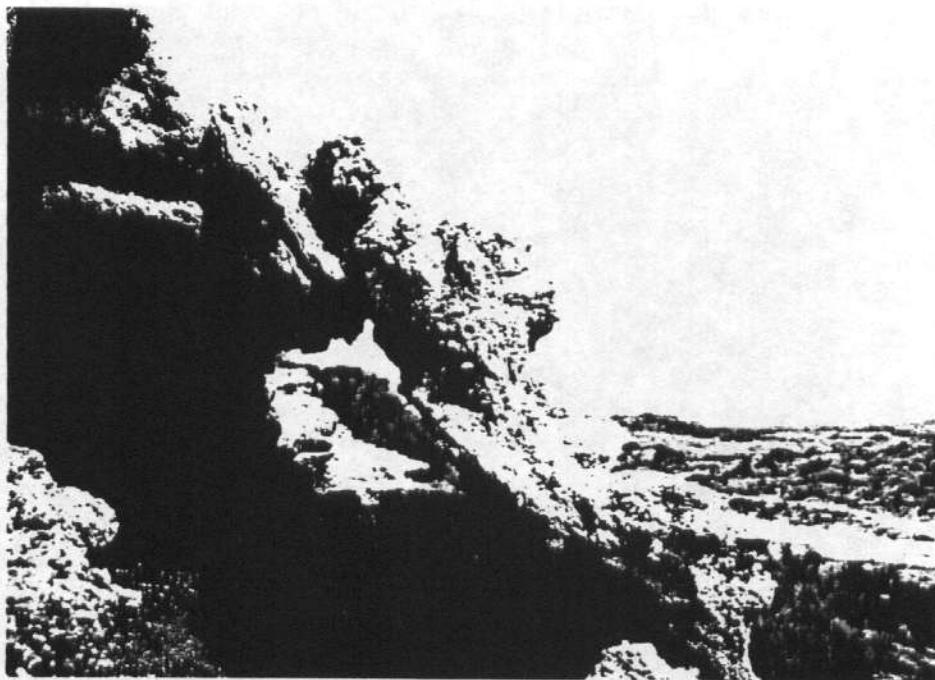


Fig. 3.4.3- XIX. Altura de las terrazas tyrohemiense a lo largo de la Costa de Almería. F1º- Falla de Serrata; F2º- Falla Amoladeras; F3º- Falla de Roquetas; F4º- Falla de la Loma del Viento; F5º- Falla de la Bahía de Guardias Viejas

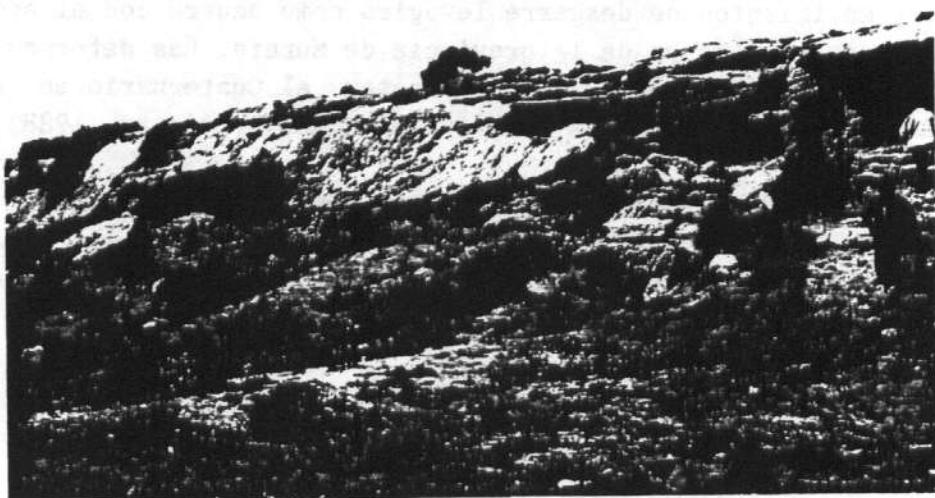
□ .- Tyrohemiense I ◇ .- Tyrohemiense II

○ .- Tyrohemiense III

La localización de la falla se muestra en la fig.
(Baena et al., 1.988).



Fot. 3.4.3.- k.- Falla afectando a los episodios marinos superpuestos del Pleistoceno superior con Strombus (Tirreniense), en la Rambla Amoladeras (Almería). Esta falla es paralela a la de Carboneras-La Serrata de dirección N40-S0°E. Las dataciones absolutas realizadas en estos episodios permiten asegurar que esta falla ha funcionado hace menos de 100.000 años. Foto J. BAENA.



Fot. 3.4.3.- l.- Panorámica del "espejo de falla" del accidente de la Rambla de Amoladeras descrito en la foto anterior. Foto J. BAENA.



Fot. 3.4.3.- m.- Fallas levógiros N40°-45°E, paralelas a la de la Serrata-Carbonera, originan en el mar el Gran Cañón de Almería y afectan a la línea de costa ocupada por materiales del Pleistoceno superior -entre R. de la Amoladeras y el Alquian, Almería-
Foto A. PINEDA.

llegando a N-S durante el Plioceno superior y Cuaternario. Con ello las fallas del Sistema "A" (N70°E/E-0) que durante el Mioceno superior se mantenían, aunque amortiguando un movimiento desgarrante dextro, quedan paralizadas o bien actúan como fallas inversas en algunos momentos (Sierra Alhamilla), o incluso, si la compresión es casi N-S, pueden presentar movimientos de desgarre levógiro como ocurre con el accidente Cádiz-Alicante dentro ya de la provincia de Murcia. Las deformaciones y el análisis de las estructuras que afectan al Cuaternario en algunas localidades de esta provincia así lo atestiguan. (Loiseau, 1988).

Las fallas del Sistema "B" (NO-SE o ONO-ESE) mantiene su movimiento de desgarre dextro, aunque a veces lo hacen como normales o mixtas. Algunas como las fallas de Socovos o de Calasparra, en Murcia, que mantiene su carácter de desgarre dextro durante toda la época neotectónica, en esa localidad, tiene tendencia a hacerse inversa y bloquearse a medida que su traza adquiere orientación E-0 y el esfuerzo compresivo se acerca a la dirección N-S. (Baena et al., 1991).

A partir del Plioceno son las fallas de dirección general NO-SE (Sistema "B") y las NE-SO a NNE-SSO (Sistema "C") las que van a presentar movimientos verdaderamente importantes. Entre estas podemos citar la de Carbonera-La Serrata (al N de la S^a de Cabo de Gata) que condiciona la formación de la Cuenca de Níjar y da lugar a anomalías geomorfológicas muy destacadas (desplazamientos de la red de drenaje, y de la línea de costa), la de Mojácar-Garrucha (Palomares) y su influencia en la Cuenca de Vera, las que jalonan el Corredor de Puerto Lumbreras-Murcia, todas ellas del Sistema "C" levógiro. Entre las del Sistema "B" dextro, cabe destacar las del NE de Almería (Alquian) y su influencia en los niveles del Cuaternario marino de la costa oriental de la Bahía de Almería, las que limitan la Cuenca de Lorca al E y O, las del Campo de Cartagena y las del Segura medio.

Para entender sus movimientos hay que tener en cuenta que no sólo se produce, en general, una compresión aproximada NNO-SSE, sino que además, y prácticamente perpendicular a la compresión se produce una muy notable tensión; es decir casi E-O. Por ello, las fallas citadas no sólo juegan como desgarres, sino que en muchos casos sus movimientos van a ser oblicuos o incluso simplemente normales.

Al quedar prácticamente bloqueada la actividad de los grandes accidentes del Sistema "A" (N70°E/E-O) la actividad deformacional se va a localizar preferentemente en sectores caracterizados por juegos de fallas de los Sistemas "B" y "C" (NE-SO y NO-SE), preferentemente en la intersección con el Sistema "A" que resulta afectado por los otros, o entre ellos (fot. 3.4.3.-n).



Fot. 3.4.3.- n.- Aspecto del cruce de dos sistemas de fallas al Oeste de Bolnuevo (costa murciana). Las fallas de desgarre dextrógiros (con espejo y estrías) del sistema NE-SO, son cortadas por las fallas normales N 110° E. (Foto J. BAENA).

En la banda de desgarre que atraviesa este sector coexisten áreas deformadas en compresión y en extensión (fig. 3.4.3.-XX). Esto se traduce en la evolución simultánea de cuencas sedimentarias dependientes de uno u otro tipo de la deformación: de "surcos sobre desgarre" y de los grabens. Las cuencas relacionadas con esta última categoría son bien conocidas: las rhomb-grabens o pull apart consideradas, a menudo, como el arquetipo de las cuencas en régimen transcurrente (Ott d'Estevou, 1.988). A este tipo de cuencas, pueden corresponder las de Caravaca, de Lorca y alguna otra más, en este sector. Pero lo que también es característico de este sector desde el punto de vista tectosedimentario es la generalización de los "surcos sobre desgarres" (Montenat, *et al.*, 1985 a y b), cuya creación es debida a la conjunción de dos factores: (1) la componente vertical del juego de desgarre, materializada por el pitch de las estriás; (2) la formación de pliegues (acompañada, a menudo, de fallas inversas) inducida a lo largo del desgarre, por el juego de transpresión de éste. Esos dos factores son, ellos mismos, tributarios de las variaciones del campo de esfuerzo

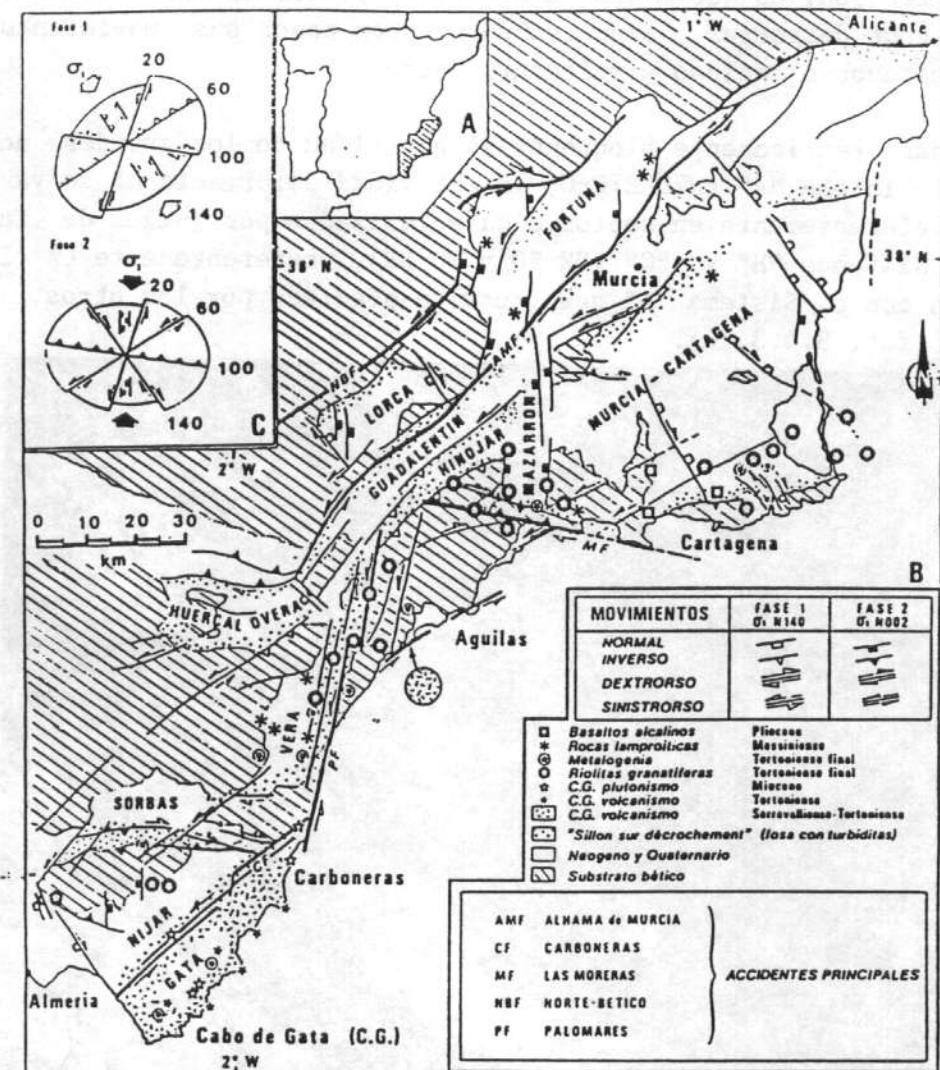
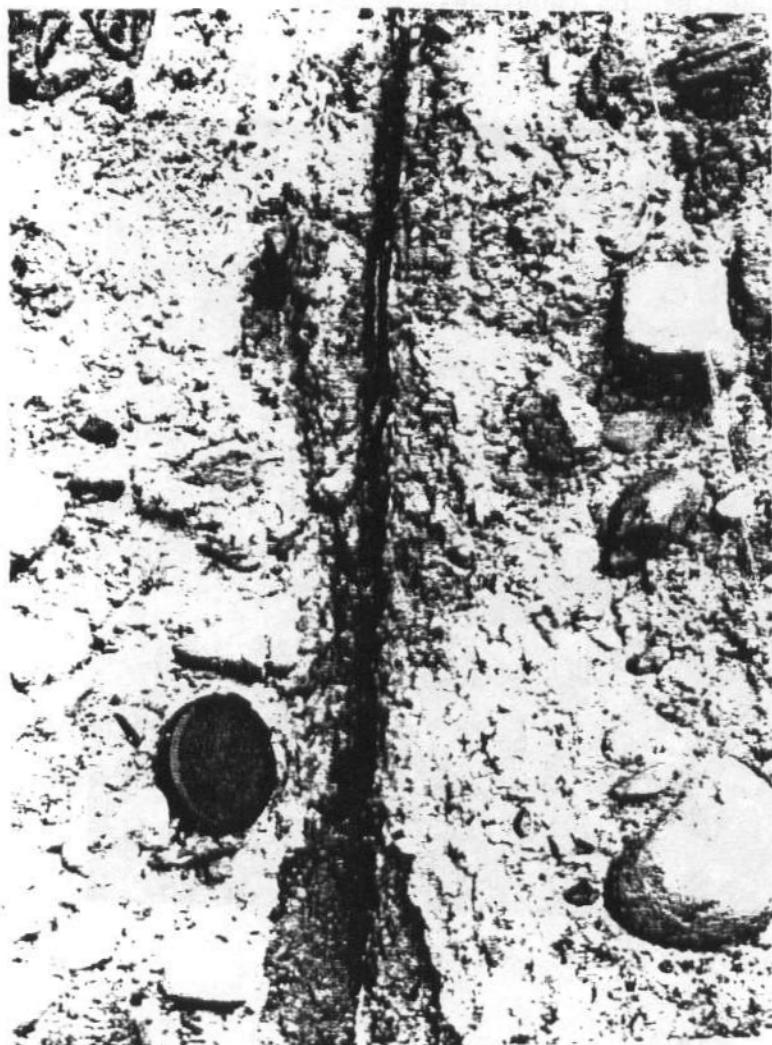


Fig. 3.4.3- XX. El corredor de desgarre en el SE de la Península Ibérica. Tomado de Ott d'Estevou, Montenat y Larouziere (1.988).

regional, lo que determina la alteración de periodos de deslizamiento libre, o más o menos bloqueado (d'Estevo *et al.*, 1.988).

Entre las cuencas relacionadas con este Sistema de desgarre levógiro NE-SO destaca por su significado geográfico el Corredor del Guadalentín-Bajo Segura. (Baena *et al.*, 1991). Su aspecto morfológico es el de una gran depresión recorrida en la actualidad por el Río Guadalentín y bordeada de grandes relieves (Sierras de Almenara, Carrascoy, Estancias, Espuña ...). Todos estos frentes montañosos entran en contacto con la depresión mediante grandes sistemas de fallas, que en general juegan como desgarres levógiros (fot 3.4.3.-o), que a su vez son cortadas por desgarres dextrogiros de dirección N120-160°E.

Este complicado mosaico de fracturas hace que cada segmento de falla se mueva de forma independiente y que exista un rejuego en la vertical importante, tanto de tipo inverso como normal. Todo este conjunto muestra numerosos rasgos morfológicos típicos de los accidentes activos, siendo muy destacables los que indican movimientos en dirección. Así pueden observarse en el borde de la depresión: redes en Z en el drenaje actual, lomas de obturación, etc.



Fot. 3.4.3.-o.- Aspecto de la falla de Lorca. Obsérvese del desplazamiento levógiro en el canto situado por encima de la tapa de referencia. Foto J. BAE NA.

Un rasgo geomorfológico muy interesante es el fenómeno de captura que ha sufrido el antiguo Guadalentín. Este durante el Pleistoceno inferior posiblemente se dirigía hacia el Este para desembocar en la Zona del Mar Menor, pero la posterior elevación del bloque situado entre las Sierras de Almenara y Carrascoy bloqueó dicha salida y favoreció la erosión remontante del cauce del Sangonera provocando la captura del Guadalentín por éste.

Por último es de destacar otro hecho importante: la presencia de la cicatriz Nord-Bética presente en este sector en el pasillo de Vélez-Rubio. En este sector, al contrario que en el anterior (Sierra Nevada) parece ser que durante la colisión el "Bloque de Alborán" se introduce bajo las Zonas Externas, quizás acompañado con algo de obducción. Ello provoca un engrosamiento cortical al Norte de dicha cicatriz, y una elevación de esa región en la búsqueda del equilibrio isostático, fenómeno que concuerda con las observaciones realizadas en los distintos abanicos aluviales existentes en los alrededores de dicha zona. El resultado es que el sistema de esfuerzos dominantes se le suma dicha elevación, provocando cierta extensión radial.

La característica neotectónica principal de este sector es el predominio de los efectos del Corredor desgarrante levógiro (o cizalla transcurrente) que afecta al SE de España (Montenat et al., 1.987) (fot. 3.4.3.- p.).



Fot. 3.4.3.- p.- Aspecto de la falla de Lorca en la Rambla de Torrecilla.
Foto J. BAENA.

3.4.3.4. Sector oriental.

Este sector se caracteriza entre otras cosas por:

- La casi desaparición del Subbético, extrujado entre el Prebético y "Bloque de Alborán" desde Elche a Alicante.
- La presencia frecuente de estructuras diapiricas con extrusión de material triásico (arcillo-yesífero) en relación con los sistemas de fallas actuantes durante la época neotectónica, aunque muchas de estas estructuras diapiricas estén originadas anteriormente.
- La existencia en el Sur de este sector de cuencas sedimentarias muy recientes llenas fundamentalmente de materiales de edad Plio-Cuaternaria, en las que son frecuentes las deformaciones, las surrecciones (antiformes de Cap de Santa Pola, y otras) y las áreas subsidentes (cuenca del Bajo Segura entre Murcia-Torrevieja-Santa Pola, Mar Menor, etc.).
- Al Norte del mismo se sitúa el límite con el sector nor-oriental donde las características tanto estructurales como paleogeográficas son intermedias entre las propias de las Cordilleras Béticas y las de la Cadena Ibérica, ya próxima. Este límite está dibujado por el gran accidente de Játiva-Caudete-Yecla-Jumilla en conjunción con otros no tan bien expresados, como el que constituye el pasillo de Almansa o el que (aunque no visible) debe de ir desde Alpera por el Sur de Chinchilla hasta conectar con el Arco de escamas cabalgante de Alcaraz.

Tanto el sector Centro-oriental como este sector presentan una diferenciación clara con respecto al resto, y es la presencia del Prebético como zona de sedimentación propia del borde de la cuenca, y escasamente afectada durante la transcurriencia hacia el Oeste del "Bloque de Alborán", constituyendo hasta el comienzo del Mioceno la margen relativamente estable de la Meseta.

El Subbético, junto con el "Bloque de Alborán" ha sido trasladado en casi su totalidad hacia el Oeste, mediante transcurriencias dextras durante las etapas ante-neotectónicas, con componente de esfuerzos muy acusada E-O. Solo queda aquí rellenando la "sutura" entre "El Bloque de Alborán" y las Zonas Externas prácticamente autóctonas, representadas por el Prebético.

Al comienzo de la época neotectónica, con una dirección de compresión NO-SE, y la importante implantación del sistema transcurrente levógiro, los deslizamientos que se producen en los sectores occidentales hacia el N-NO quedan frenados contra la Meseta, originándose los "Arcos" de escamas vergentes al Noroeste de Cazorla-Segura-Alcaraz. Arcos de este tipo existen a diversas escalas a un lado y otro de la cicatriz Nor-bética tales como "La Cuña de Aguilas" o de la S^a de Almenara al Sur, o el Arco de Jijona o de Villajollosa inmediatamente al Norte de dicha cicatriz (fig. 3.4.3.-XXI).

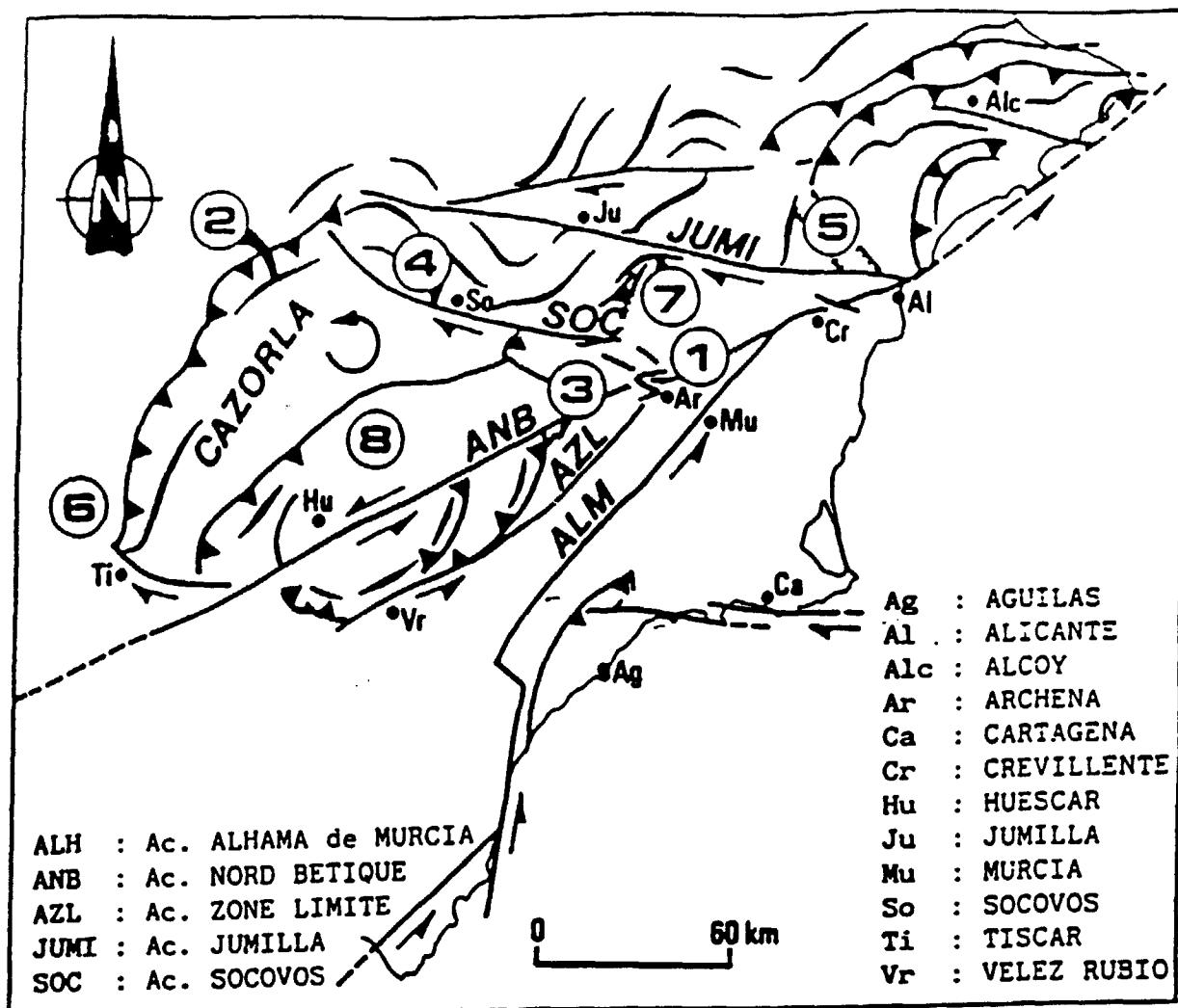


Fig. 3.4.3.- XXI.- Schema structural de la Zone Oriental Betique.
(D'après Coppier et al., 1988 a)

Igualmente se produce un despegue de la Cobertura prebética a partir del Triásico, que en su removilización se inyecta en las fracturas y fallas. El desplazamiento de la cobertura lleva consigo el de algunas discontinuidades o fracturas que afectan a la misma con respecto al substrato. En este caso solo se desplazarían las longitudinales, mientras que las transversales continúan estando conectadas con el substrato (Lukowski, 1.988).

Todo este proceso va acompañado por una rotación antihoraria de la estructura, resultado de un efecto de arrastre a lo largo de la banda de cizalla (Loiseau, 1.988).

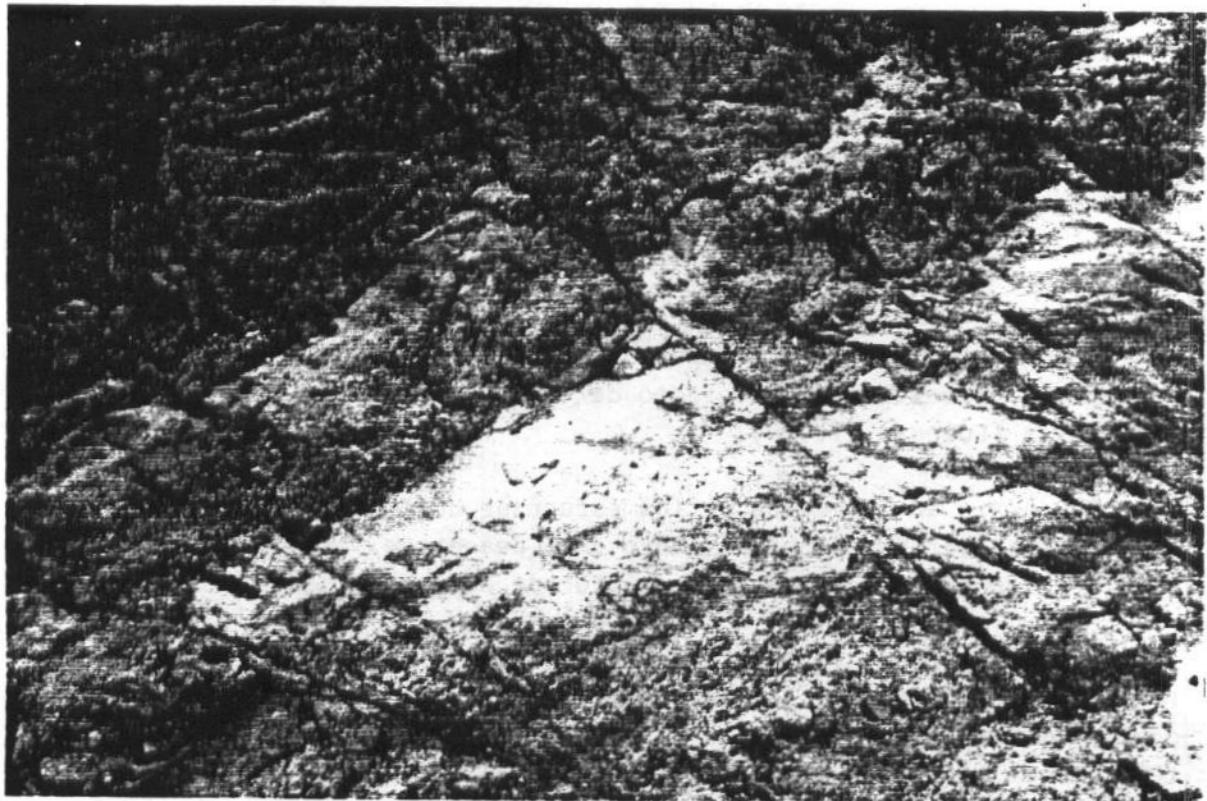
El cambio de dirección de los esfuerzos hacia casi N-S provoca el bloqueo y posterior funcionamiento como desgarres levógiros de accidentes que en su origen tenían carácter de desgarres dextros.

Las fallas del Sistema "A" (N70°E/E-0): A la dirección N70°E corresponden el accidente de Cádiz-Alicante, el de Onteniente-Gandia y el de Castellón-Denia. Muchos de los accidentes que en su origen debían tener esta dirección por el giro antihorario adoptan una dirección N45°E. Tal debe de ser el caso del accidente Jumilla-Caudete-Játiva. Todos estos accidentes juegan como fallas inversas y desgarres levógiros durante la época neotectónica. La dirección E-0 solo está presente en el Campo de Cartagena.

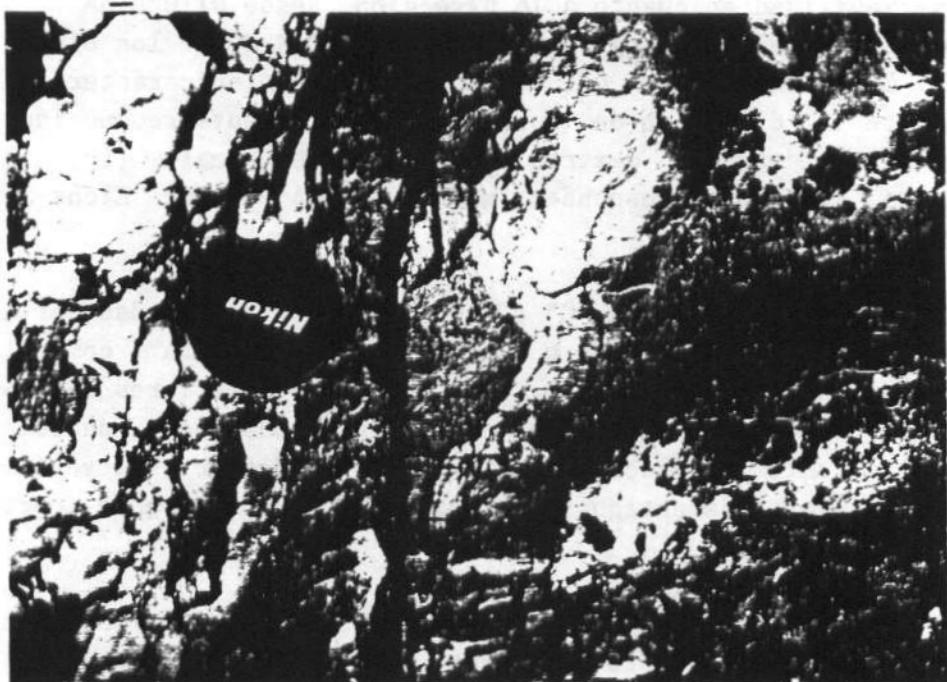
La falla del Sistema "B" (NO-SE): Dentro de estas fallas existe mucha variabilidad en cuanto a la dirección, desde N110°E hasta N150°E, debido probablemente a desplazamiento hacia el N-NO de los bloques corticales. Estos accidentes que en su origen tenían carácter levógiro actúan ante la dirección de esfuerzos más reciente reconocida (N-S) como fallas de desgarre dextros o como fallas normales (fot. 3.4.3.-q). A este sistema corresponden muchas fallas; la de Elche-Jumilla, Torrevieja, etc.

Las fallas del Sistema "C" (NE-SO) están representadas por el accidente de Cádiz-Alicante o Crevillente, y otra como la de Játiva-Jumilla (fot. 3.4.3.-r), de las que las anteriores del Sistema "B" son conjugadas. Muchas de estas fallas, todas con funcionamiento principal durante la época neotectónica como desgarres levógiros son trazas de fallas más antiguas desplazadas con los bloques corticales hacia el NO.

El estudio de los cantes estriados en formaciones de edad neotectónica en los sectores de Elche y Alicante (López Casado *et al.*, 1.987) muestran la presencia de esfuerzos compresivos alternativos E-0



Fot. 3.4.3.- q.- Fallas normales y mixtos afectando a los abanicos deltaicos del Plioceno en las cercanías de El Portus -costa de Murcia-. Foto J. BAENA.



Fot. 3.4.3.- r.- El gran accidente Játiva-Jumilla causa la brechificación de gran parte de la Sierra Grossa, y numerosas fracturas paralelas de dirección NE-SO, rellenas por espeleotemas calcíticos. Foto J. BAENA.

y N-S, que debieron de actuar durante el Plioceno superior y el Pleistoceno. El registro más evidente corresponde a la última dirección. Destaquemos aquí que en los análisis estructurales realizados en las cercanías del accidente Cádiz-Alicante, tanto en la Cuenca de Granada como en la de Guadix-Baza, también se detectaban esfuerzos de dirección E-O.

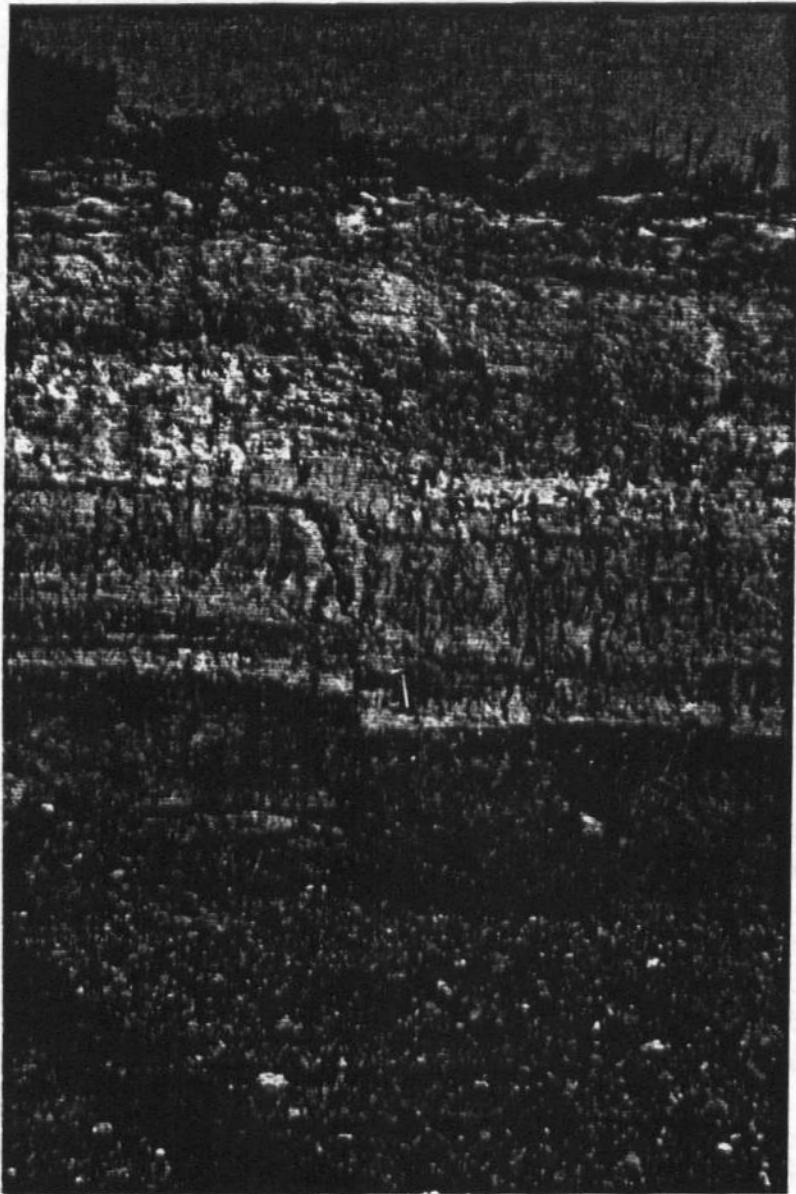
Flexiones en materiales del Plioceno terminal y Cuaternario indican, o son compatibles, con un acortamiento según una dirección aproximada N-S, que se detecta a partir del Pleistoceno inferior. (Estévez et al., 1.983). Aunque de forma menos acusada, también se advierte una compresión E-O en la microestructura. De este modo, los sistemas de fallas de distinta orientación podrán actuar en régimen diverso, de acuerdo con el esfuerzo predominante en cada momento.

Resumiendo, aunque situadas en un régimen compresivo las deformaciones producidas durante la época neotectónica en las Cordilleras Béticas muestran más claramente visibles los efectos debidos a distensiones que a compresiones, (los saltos verticales son siempre mucho más potentes -y en geofísica aun más- que los horizontales) (fot. 3.4.3.-s). Esta alternancia entre movimientos compresivos y distensivos corresponde en último término a aceleraciones y desaceleraciones del acercamiento África-Iberia y a movimientos E-O (López Casado et al., 1.987). Además, en gran parte la distensión es perpendicular a los esfuerzos compresivos, y con frecuencia estos quedan ocultos a causa de las distensiones asociadas y/o reajustes isostáticos que favorecen la deformación vertical.

En el área del Bajo Segura existe una fuerte subsidencia que se inicia en el Pleistoceno inferior y que se continua en la actualidad. El origen de esta cuenca está relacionado con los movimientos dextrales de las alineaciones N140-160° (falla de San Miguel de Salinas, de Torrevieja ...), que dan origen al hundimiento del Bajo Segura, así como al funcionamiento de accidentes de dirección general E-O que hacen funcionar como área de elevación la zona de Sierra del Cristo-El Moncayo. De los datos aportados por la cartografía geomorfológica y de los diferentes del Cuaternario se deduce que existe una importante actividad tectónica una vez iniciado el Pleistoceno inferior. El comienzo de la actuación de este área como drenaje del Río Segura viene dado por la edad de la Formación "Los Conglomerados del Segura", Pleistoceno inferior-medio, que consisten en "abanicós deltaicos" alojados por el Río Segura en una especie de surco de poca profundidad, pero muy subsidente y conectado con el mar. (Goy et al., 1989 a) (fig. 3.4.3.-XXII).

que se observan en la parte media de la cuenca, se observa que el sistema de fallas es de tipo sinistral, siendo la falla de la derecha la que desplaza la falla de la izquierda, lo que indica que la falla de la derecha es la más antigua y la de la izquierda la más reciente.

En la parte media de la cuenca se observa una falla que desplaza la falla anterior, lo que indica que la falla anterior es la más antigua y la falla posterior la más reciente.



Fot. 3.4.3.- s.- Depósitos distales de abanicos aluviales del Pleistoceno inferior-medio afectados por fallas normales que desplazan los paleosuelos. Son fallas de dirección E-O en las cercanías de la Sierra de Enmedio, entre Almería y Murcia.
Foto J. BAENA.

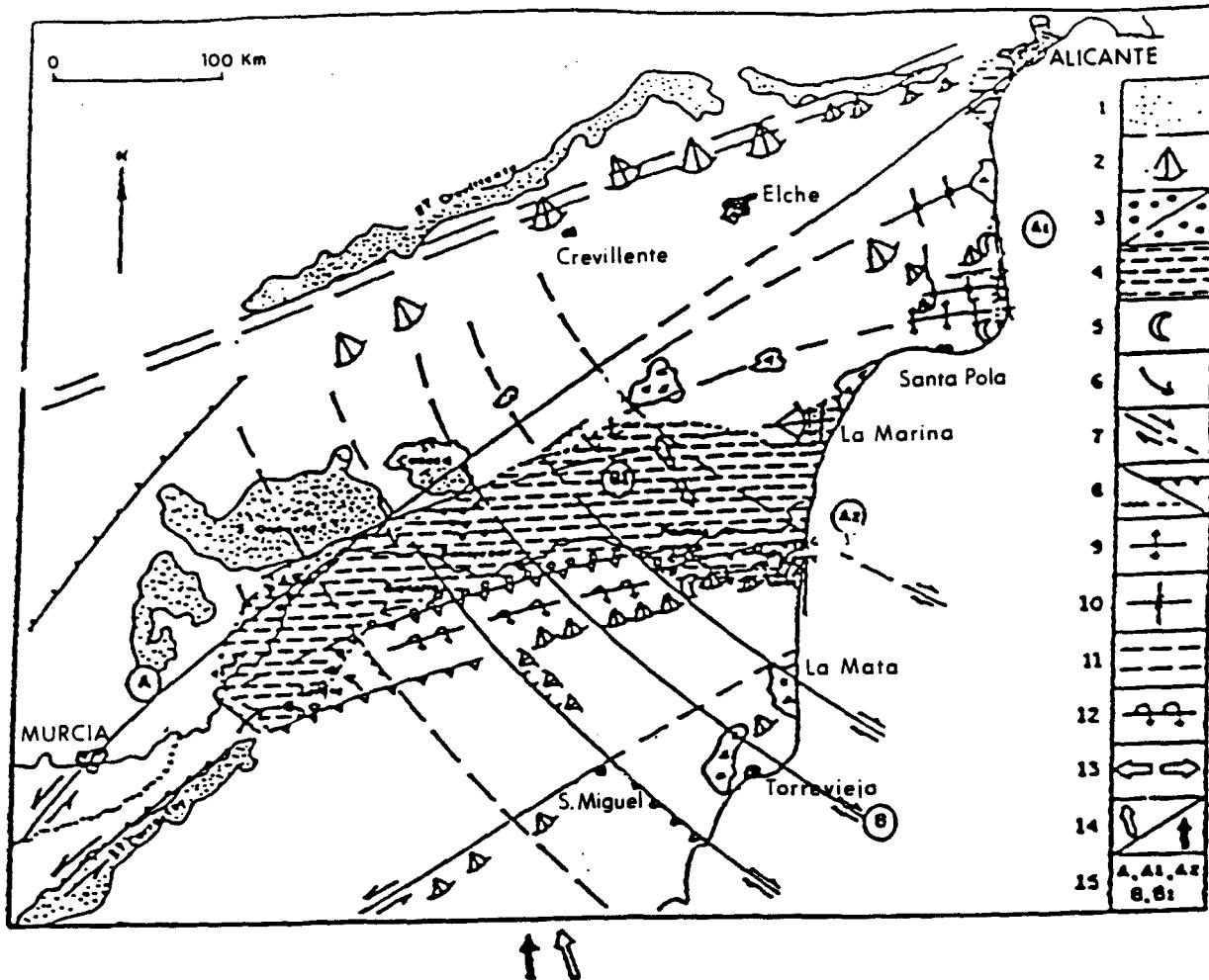


Fig. 3.4.3- XXII. PRINCIPALES ESTRUCTURAS ACTIVAS DURANTE EL CUATERNARIO.

Paleogeografía de la Cuenca Baja del Segura en el Pleistoceno inferior-medio.

1º- Afloramiento del Substrato pre-Neógeno; 2º- Abanicos aluviales del Pleistoceno inferior y parte del medio; 3º- Afloramientos del "Conglomerado del Segura" detectados por sondeos; 4º- Probable límite del área de influencia marina durante el Pleistoceno inferior en la Cuenca del Bajo Segura y la zona oriental de la Depresión de Elche; 5º- Dunas litorales del Pleistoceno inferior y medio; 6º- Direcciones de corrientes observadas en el "Conglomerado del Segura"; 7º- Falla de desgarres dextrales o simistrales/probables; 8º- Falla normal/probable; 9º- Anticlinal; 10º- Sinclinal; 11º- Accidente de Crevillente o de Cádiz - Alicante; 12º- Anticlinal asimétrico; 13º- Áreas locales en extensión; 14º- Dirección de la compresión durante el Pleistoceno superior-Pleistoceno inferior; 15º- Principal estructura tectónica: A1.- Sistemas de finalización de los desgarres sinestrales del Corredor (cuaternario?); A2.- Falla inversa de la Zeneta-Guardamar (cuaternario); A.- Corredor Palomares-Alhama (falla de desgarre sinestral); B.- Sistema de falla de San Miguel de Salinas (desgarres dextrales heredados); B1.- Sistemas de fallas normales del Bajo Segura. (Goy, et al., 1.989 a).

Los numerosos estudios realizados en los episodios marinos cuaternarios que jalonan la costa mediterránea desde Adra (Almería) hasta Alicante (Baena *et al.*, 1981 b; Goy *et al.*, 1986; Bardaji *et al.*, 1986; Goy y Zazo, 1982, 1987 b...), han permitido realizar un análisis del comportamiento general de la zona (fig. 3.4.3.-XXIII).

La tendencia para los tres intervalos mayores de edades considerados indica una deformación de gran radio que presenta tendencias negativa en el centro del área de estudio, y positiva en el Sur y ligeramente positiva en el Norte. (Somoza *et al.*, 1987) (figs. 3.4.3.-XXIV y XXV).

3.4.3.5. Sector nor-oriental.

Se extiende de Norte a Sur, desde el accidente (ligado a diapirismo) de Casas Ibañez-Yatova-Silla hasta el límite con las Cordilleras Béticas propiamente dichas, ya en el sector oriental. Hacia el Oeste los Llanos de Albacete.

Estructuralmente está enclavado en la confluencia de los dominios ibérico y bético. Se caracteriza por estructuras más o menos tabulares surcadas por pasillos tectónicos muchos de los cuales están ocupados por Triás extruido (fot. 3.4.3.- t).

Durante toda la época neotectónica ha estado sometido a procesos distensivos semejantes a los existentes en la cuenca valenciana, (entre este sector y las islas Baleares) y a los que originaron las fosas de la Cadena Ibérica. (Simón, 1.983). Dos o tres eventos distensivos parecen destacarse aquí, uno correspondiente al Mioceno inferior-medio y otro en el Plioceno superior y quizás un tercero en el Pleistoceno medio que es posible continúe actualmente.

Después del primer evento se produce el relleno de las fosas culminando con una unidad carbonatada que colmata las cuencas, y que más al Norte es correlativa de una vasta superficie de erosión que ocupa amplias áreas de la Península: la penillanura fundamental (Simón, 1.983).

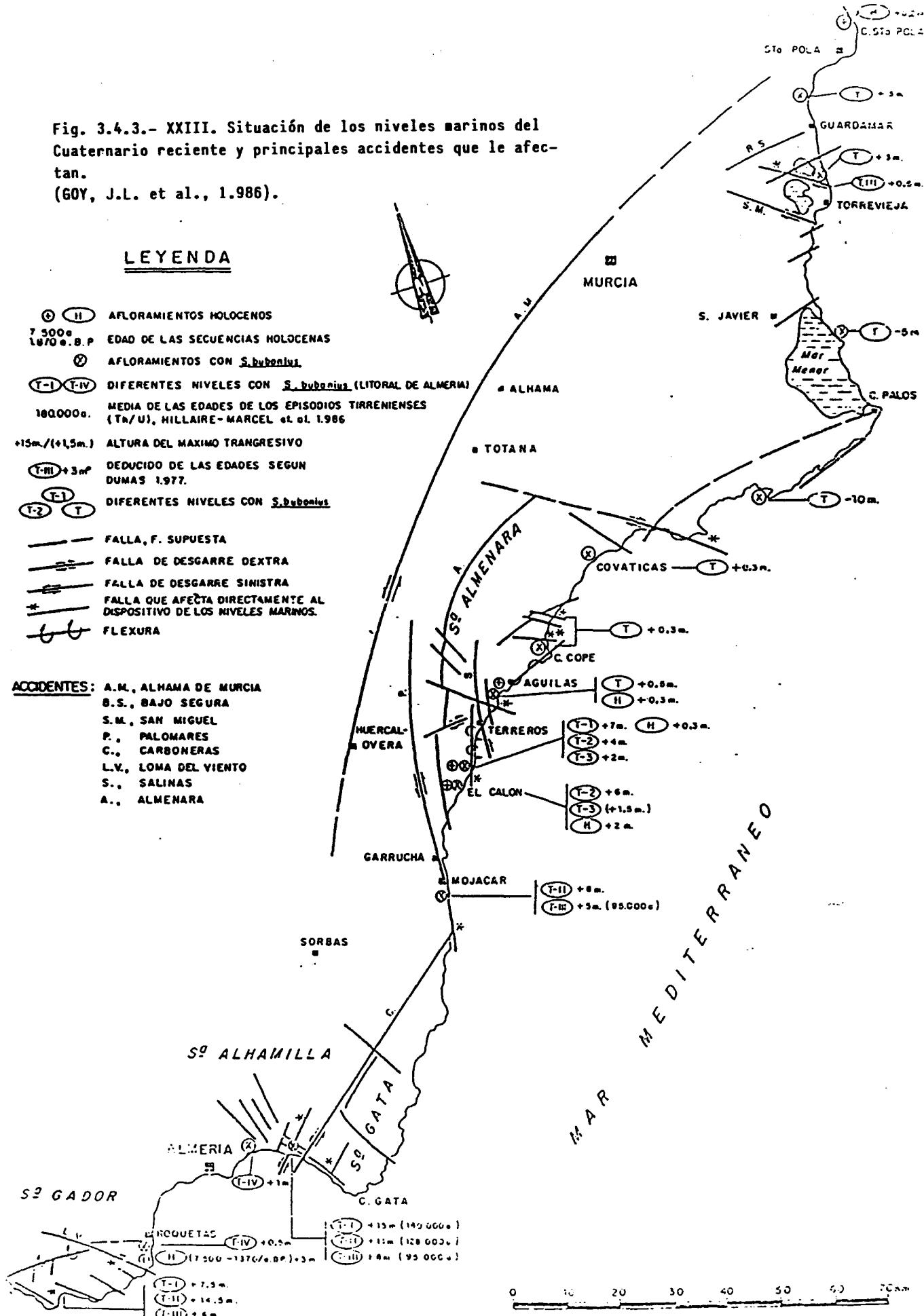
El segundo evento distensivo, correspondiente a la fase Iberomanchega I (Aguirre *et al.*, 1.976) en la base del Villafranquiense, está ligado a volcanismo alcalino (Cofrentes, al N. de Ayora, islas Columbretes), (hecho que no está reflejado en el primero) y crea verdaderos pasillos neotectónicos (fot. 3.4.3.-u). Quizás sea esta fase la que da lugar al encajamiento de la red fluvial y a que quedara colgado un paleokarst de desarrollo horizontal anterior a la

Fig. 3.4.3.- XXIII. Situación de los niveles marinos del Cuaternario reciente y principales accidentes que le afectan.
(GOY, J.L. et al., 1.986).

LEYENDA

- Ⓐ (H) AFLORAMIENTOS HOLOCENOS
- 7.500e. 1870 e. B.P. EDAD DE LAS SECUENCIAS HOLOCENAS
- Ⓐ AFLORAMIENTOS CON S. dubonius
- (T-I) (T-IV) DIFERENTES NIVELES CON S. dubonius (LITORAL DE ALMERIA)
- 180.000e. MEDIA DE LAS EDADES DE LOS EPISODIOS TIRRENIENSES (TA/U), HILLAIRE-MARCEL et al. 1.986
- +15m./(+1,5m.) ALTURA DEL MAXIMO TRANGRESIVO
- (T-III) +3m. DEDUCIDO DE LAS EDADES SEGUN DUMAS 1.977.
- (T-1) (T-2) (T) DIFERENTES NIVELES CON S. dubonius
- FALLA, F. SUPUESTA
- FALLA DE DESGARRE DEXTRA
- FALLA DE DESGARRE SINISTRA
- * FALLA QUE AFECTA DIRECTAMENTE AL DISPOSITIVO DE LOS NIVELES MARINOS.
- FLEXURA

- ACCIDENTES: A.M., ALHAMA DE MURCIA
B.S., BAJO SEGURA
S.M., SAN MIGUEL
P., PALOMARES
C., CARBONERAS
L.V., LOMA DEL VIENTO
S., SALINAS
A., ALMENARA



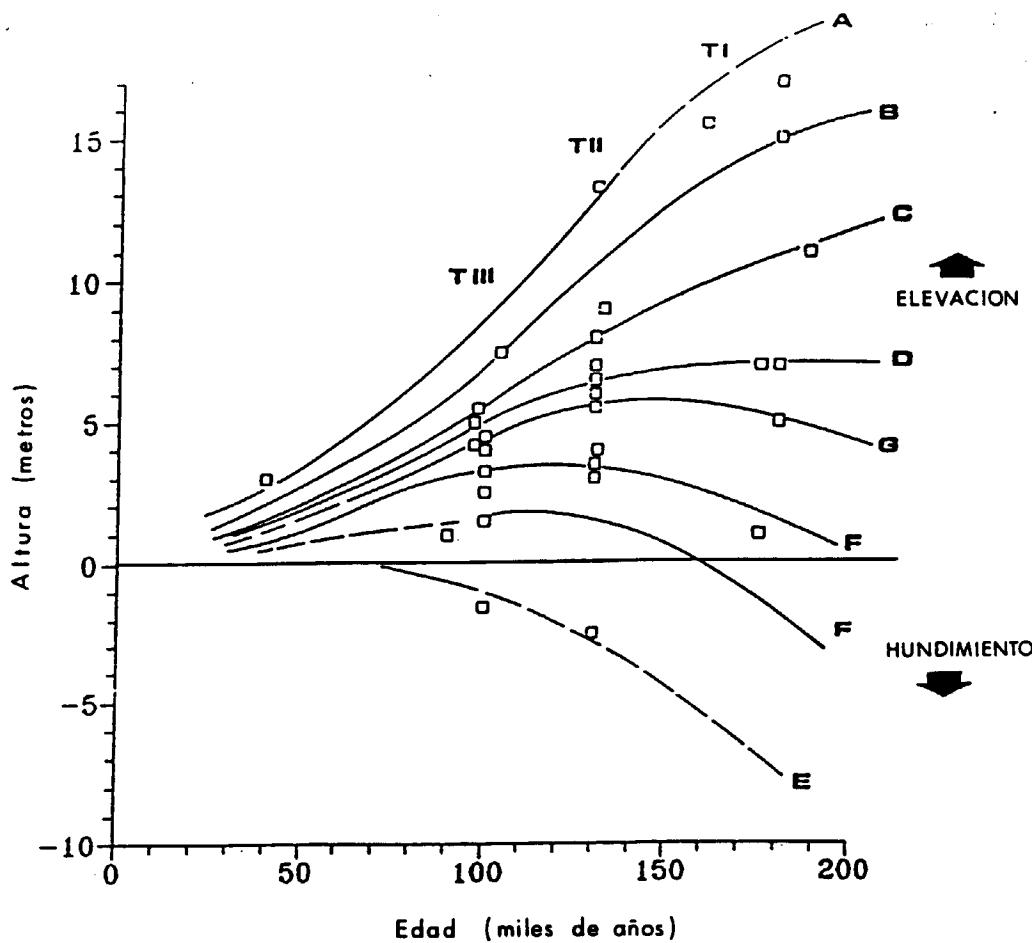


Fig. 3.4.3- XXIV. Tendencia tectónica para cada Zona. Han sido seleccionadas tres unidades cronológicas principales (T. I, T. II y T. III). Se han aplicado criterios morfosedimentológicos para la corrección de las edades. A: Amladeras (Almería); B: Guardias Viejas (Almería); C: Mojácar (Almería); D: Pozo del Esparto (límite Almería-Murcia); E: Mar Menor (Murcia); F: Torrevieja-La Mata (Alicante); G: La Marina (Alicante). (Somoza et al., 1.987).

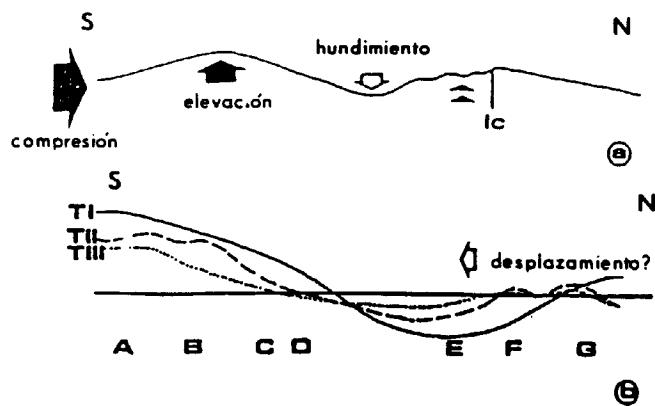
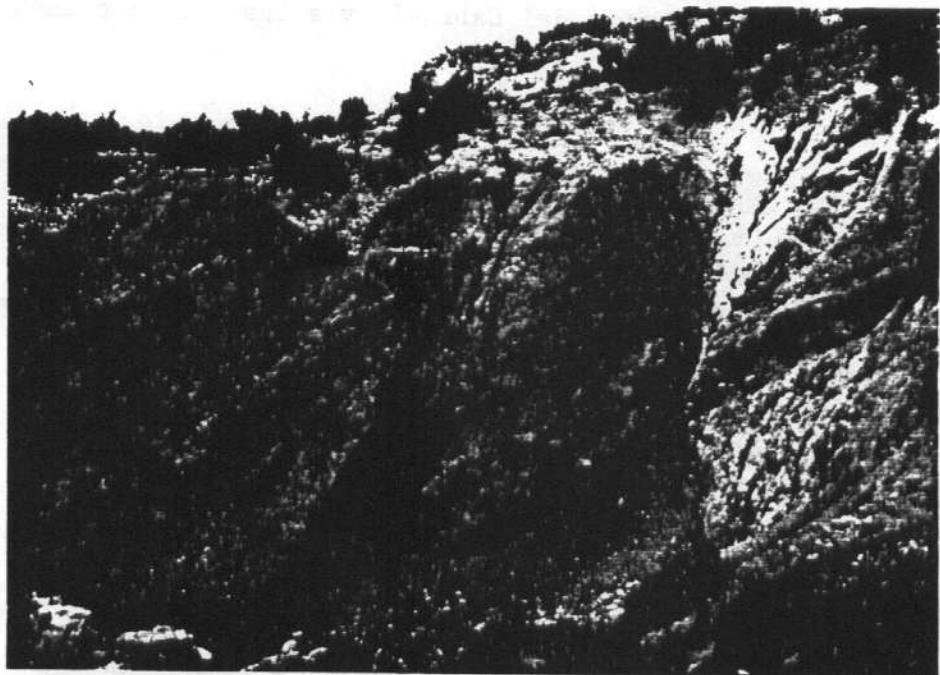


Fig. 3.4.3- XXV. Tendencia tectónica regional.

- La compresión cuaternaria provoca una deformación a gran escala. Elevación en el área Sur (Alicante), hundimiento en la zona Central (Mar Menor) y suave elevación cerca del límite de Crevillente (l.c.).
- La tendencia tectónica general para cada episodio (T. I, T. II y T. III) muestra el desplazamiento hacia el Sur de la zona de tendencia negativa. A-G indican los puntos localizados en la fig. (Somoza et al., 1.987).

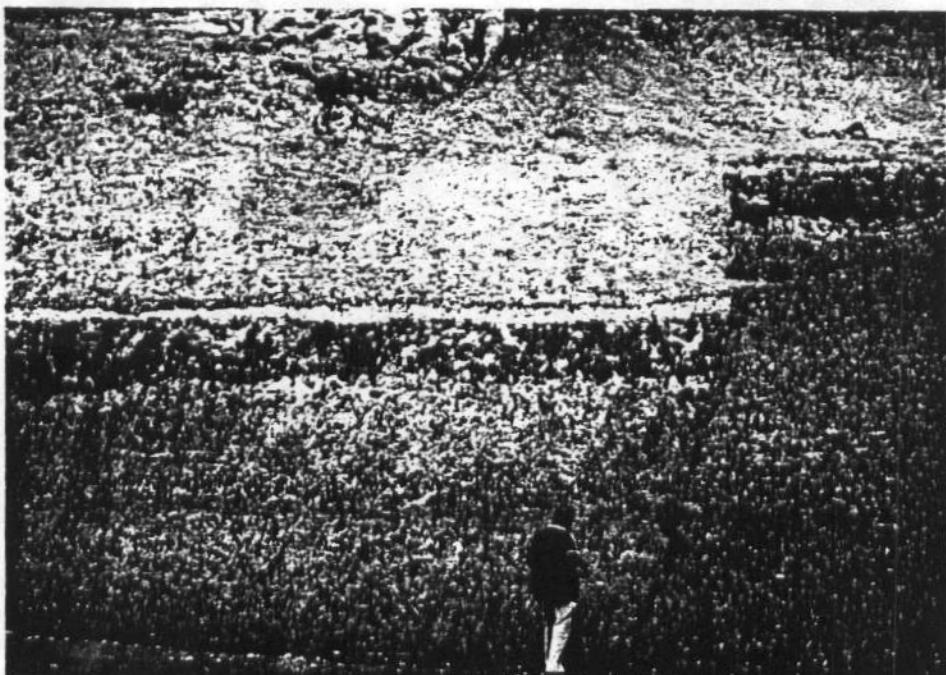


Fot. 3.4.3.- t.- Materiales del Turoliense-Plioceno afectados por fallas normales de dirección aproximada N-S, en el borde occidental del pasillo tectónico de Ayoro-Cofrentes-Valencia. Foto J. BAENA.



Fot. 3.4.3.- u.- Vista del Embalse de Tous (Valencia) actualmente vacío. Lo ocupan arcillas y conglomerados terciarios y cuaternarios en contacto por falla con las calizas cretácicas. Se observan escarpes de falla muy netos y superficies de erosión cortados por fallas de dirección N155°E. Foto J. BAENA.

distensión. (Garay, 1.986). Fallas de esta edad, y con dirección casi E-O son visibles al N de Cofrentes (fot. 3.4.3.-v) afectando a los materiales pliocenos de la Cuenca del Cabriel y a los de la cuenca de Bicorp al NO de Navarrés.



Fot. 3.4.3.- v.- Falla normal de dirección aprox. E-O afectando a margas y calizas lacustres del Plioceno de la Cuenca del Cabriel al N. de Cofrentes-Valencia. Foto J. BAENA y J. SORIA.

Esta fase da lugar al relleno de las nuevas fosas por materiales detriticos cuaternarios.

El tercer evento es el que afecta a los depósitos villafranquense y reactiva algunas antiguas fallas, al pie de las cuales se acumulan diversos sistemas de abanicos aluviales, provocando:

- Desnivelaciones de la superficie de erosión anteriores (pliocenas), con descensos hacia la costa.
- Contactos rectilíneos entre las depresiones litorales y los macizos montañosos.

La no existencia de niveles marinos levantados y la enorme potencia de sedimentos cuaternarios en la llanura litoral parece apoyar la existencia de una subsidencia general para el litoral de este sector (región NE), relentizada a partir del Holoceno (relleno de Albuferas).

El trazado de las fracturas, tanto N-S, como E-O apunta, en general, a una situación distensiva radial.

3.4.3.6. Valle del Guadalquivir.

El Valle del Guadalquivir es esencialmente una cuenca que se creó y evolucionó durante la época neotectónica. En realidad se trata de un surco originado por la flexura o plegamiento de gran radio durante la compresión casi NNO-SSE del final del Mioceno medio (Serravaliense). Durante el Mioceno superior fué la sede de una sedimentación marina profunda donde llegaban mantos olistostómicos compuestos por materiales principalmente del Subbético con algunos retazos de cuencas neógenas más antiguas (Perconig, 1962) (fig. 3.4.3.- XXVI). Su origen no esta pues ligado a una distensión como se pensaba anteriormente (Sanz de Galdeano, 1983 a), sino a todo lo contrario, a una compresión.

Esta flexura estaba acompañada por el funcionamiento de fallas ENE-OSE paralelas al límite del contacto transgresivo del Tortoniense sobre la Meseta. Este contacto es tan neto que en muchos casos ha sido confundido con un gran accidente de fractura (observaciones de la NASA sobre las fotos de satélite).

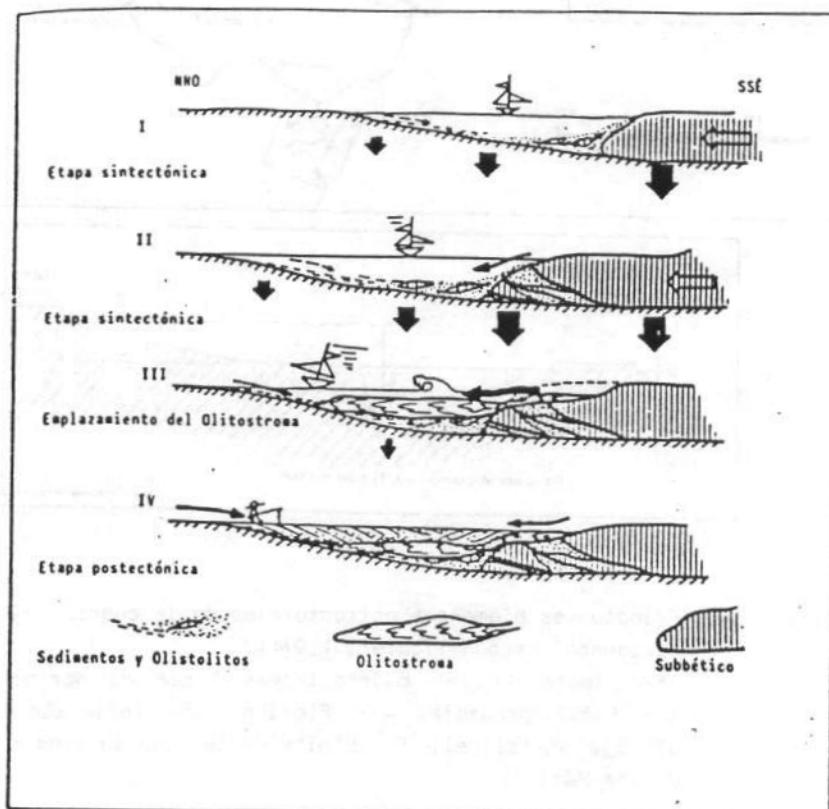


Fig. 3.4.3- XXVI. Génesis, evolución y relleno de la Cuenca del Guadalquivir durante el Neógeno. (Portero y Alvaro, 1.984,a)

La colocación de los mantos olistostómicos (Manto de Carmona) determina un alto fondo que separaba la cuenca en dos. Al N un surco subsidente con fuerte espesor de sedimentos arcillosos propios de un mar cada vez más abierto y al Sur una zona con mayor influencia continental (fig. 3.4.3.-XXVII).

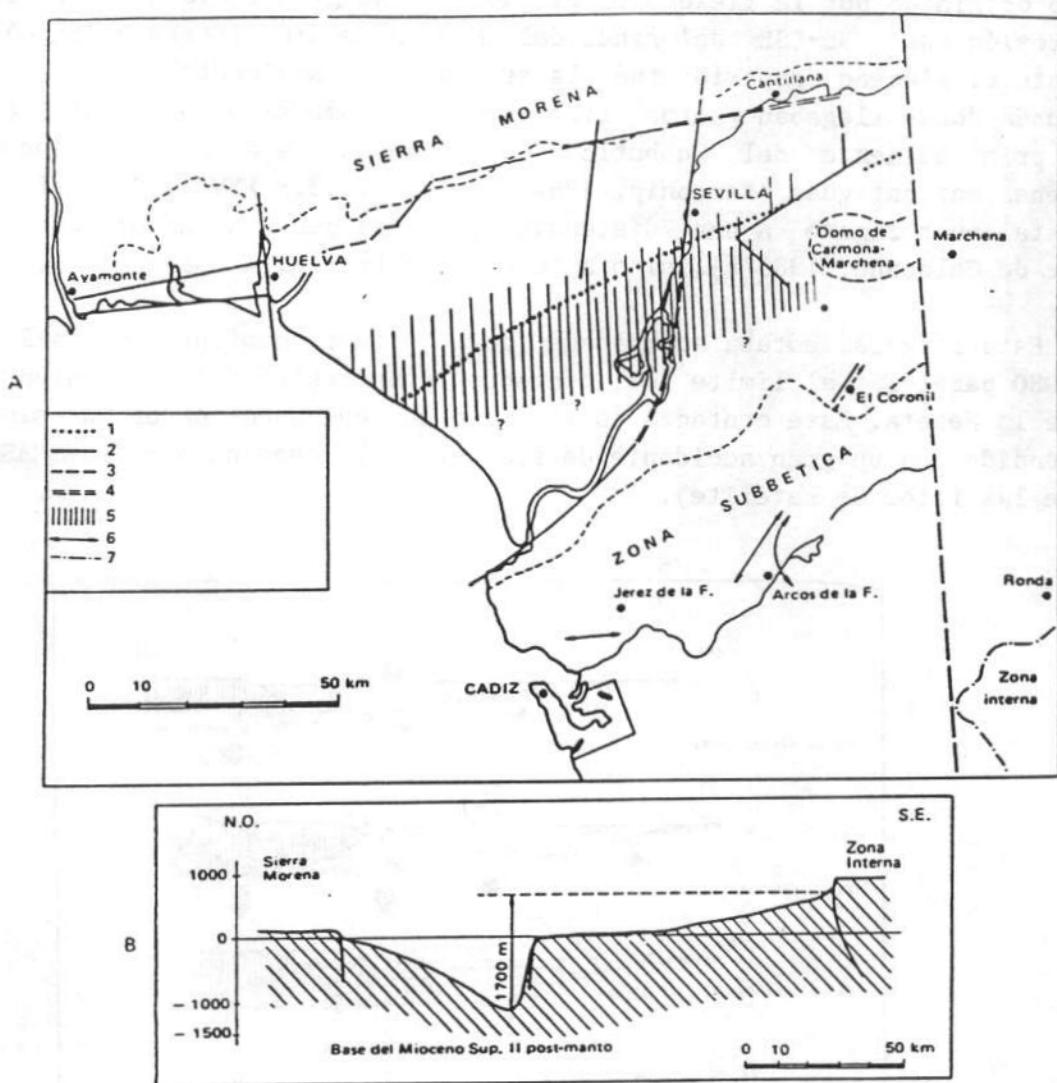
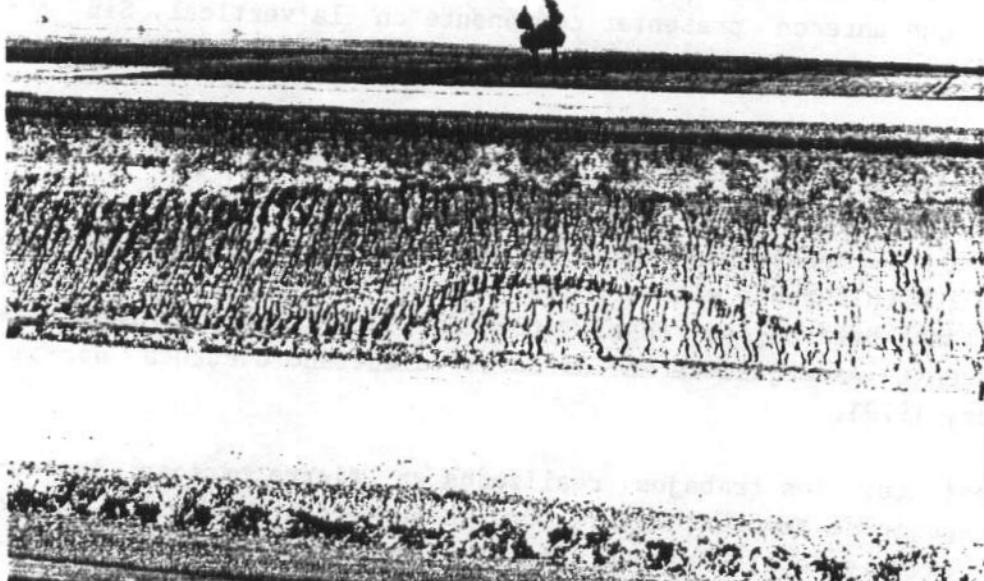


Fig. 3.4.3- XXVII. A.- Principales elementos estructurales de la cuenca del Guadalquivir occidental (según Viguier, 1.974).

1º- Límite de las olistostromas hacia el Norte; 2º- Fallas; 3º- Falla probable; 4º- Flexión; 5º- Inflexión del zócalo; 6º- Eje anticlinal; 7º- Límite de la Zona interna - Zona externa de las Béticas.

B.- Amplitud resultante mínima de los movimientos verticales después del Mioceno superior II (Mioceno terminal).

Al final del Mioceno superior esta subsidencia queda paralizada o se hace muy débil. En el Plioceno inferior se producen fallas normales aproximadamente N-S, y otras de dirección N60°E. En el Plioceno medio hay una elevación general, y en el límite Plioceno-Cuaternario se produce una fracturación importante que retoca la flexura anterior al pie de Sierra Morena, según las direcciones mayores de ésta y continúa la elevación. Esta es más marcada en Sierra Morena y en los relieves béticos que en el propio valle del Guadalquivir. En conjunto la evolución estructural de la Cuenca occidental del Guadalquivir supone un hundimiento con respecto a la Cordillera Bética de 1.700 m (Sanz de Galdeano, 1983 a) (Fot. 3.4.4.-w).



Fot. 3.4.3.- w.- Deformaciones domáticas de una serie detrítica de posible edad pliocena, que no afecta al depósito aluvial de una antigua terraza del Río Guadalquivir (Pleistoceno inferior-medio) al O. de Carmona.

Foto J. RODRIGUEZ-VIDAL.

La distribución, naturaleza, y rasgos estructurales o deformaciones de las terrazas fluviales en el valle del Guadalquivir indican algunos hechos destacables.

- El límite meridional de las terrazas altas del Guadalquivir (más antiguas) se alinea según una dirección muy neta ENE-OSO, que debía de coincidir con una de las fallas que limitaban los relieves subbéticos elevados de la amplia llanura fluvial de aquella época. Hoy esos relieves no existen, sino que por el contrario esa zona en muchos casos coincide con regiones más deprimidas que estas terrazas, lo que se puede explicar porque dichos relieves eran de materiales blandos del Triás y otras formaciones arcillosas deslizadas desde el Sur que fueron erosionadas durante el Cuaternario medio-superior por la red fluvial secundaria de afluentes procedentes del Sur.

- Esta terraza antigua presenta un ligero basculamiento hacia el Norte, a la vez que el río Guadalquivir y sus terrazas más recientes se han ido desplazando hacia el límite con la Meseta, lo que indica que durante el Cuaternario la inflexión ha continuado, con su eje situado cada vez más al Norte.

- Aunque no sea fácilmente detectables se pueden observar varias fallas de dirección OSO-ENE afectando a terrazas cuaternarias, fallas que parecen presentar componente en la vertical. Sin embargo pueden ser de carácter mixto (desgarre-normal).

3.4.3.7. Islas Baleares

Las islas Baleares han tenido una evolución geodinámica un poco especial. Si bien durante el Mesozoico ésta ha corrido paralela a la de las Cordilleras Béticas, ya en el Terciario su evolución es notablemente diferente, asemejándose más al Surco valenciano o cuenca nor-balear (Pomar, 1979).

No obstante, los trabajos realizados en tierra parecen indicar que, a excepción de Menorca, existe durante parte del Mioceno un modelo evolutivo equivalente al del surco bético, con una estructura fundamentalmente constituida por varias "series" de escamas cabalgantes hacia el NO originadas durante una fase tectónica compresiva ocurrida durante y al final del Mioceno medio (Pomar, 1983). Es la misma fase compresiva de las Béticas, que da lugar también a la acumulación de olistostromas en el surco nor-balear (Soler *et al.*, 1983).

El problema de la posición paleogeográfica de Menorca es aún incierto, y mientras que algunos postulan que podría pertenecer a un umbral situado al NE del surco mallorquín (Pomar, 1979), hay otros muchos que admiten la existencia de un importante desgarre dextro durante el

Terciario que traladaría a Menorca hacia el SE (Bourrouilh, 1970; Mauffret, 1976; Riba, 1983).

Durante el Paleógeno se produce una emersión completa del área, al igual que en la cuenca de Valencia, cosa que por el contrario no ocurre en la Zona Externa de las Cordilleras Béticas. Durante el Oligoceno se instauran importantes dominios lacustres contemporaneos de una tectónica distensiva, cuyo resultado es la formación de horst y grabens.

Durante el Mioceno inferior (Burdigaliense) se inicia una transgresión marina en surcos, en donde van a parar importantes depósitos de flujos gravitatorios (Pomar, 1979). La transgresión, que es máxima en el Langhiense, da paso a una regresión probablemente serravaliense. La fauna habla de la persistencia de tierras emergidas durante la transgresión.

Que existe un evento tectónico importante al final del Mioceno medio está demostrado porque todos los sedimentos hasta ahora depositados manifiestan una intensa deformación y una gran complejidad estructural, mientras que las correspondientes al Mioceno superior apenas han sufrido deformación.

El Mioceno superior solapa las anteriores deformaciones, sobre las que es discordante y transgresivo y, excepto en algunas cuencas subsidentes muy bien diferenciadas, parece haber sufrido poca deformación.

En Mallorca y en Menorca la transgresión es rápida y da lugar a una sedimentación de calizas margosas grises que evolucionan en la vertical a calcarenitas blanquecinas, correspondientes a un talud arrecifal progradante. En Mallorca, Ibiza y Formentera esta secuencia termina con un importante complejo arrecifal que prograda sobre las plataformas y en los bordes de las cuencas (Baron, 1977; Esteban, 1979/80; Obrador *et al.*, 1983; Simo, 1982). Esta secuencia aparece afectada al SO. Palma por numerosas fallas normales (Del Olmo y Alvaro, 1984) y termina por una superficie de erosión que denota un descenso del nivel del mar. La secuencia que le sigue, constituida por arrecifes progradantes de morfología variada (Del Olmo y Alvaro, 1984), se sitúa en una posición más externa y baja que la anterior. Las fracturas que afectaban al zócalo controlaron la sedimentación. La Sierra Norte era un dominio emergido, con sus límites coincidentes con fallas de dirección NE-SO (Falla meridional de la Sierra Norte de Del Olmo y Alvaro, 1984), y otras de dirección NO-SE. Igualmente sucedía con la Sierra de Levante y la parte central de la isla.

Termina esta secuencia arrecifal con varios ciclos de erosión y/o carstificación que marcan claras pulsaciones del nivel del mar. Sobre estas superficies la sedimentación es muy variada, y corresponde a lo que se ha venido llamando "Complejo Terminal" (Esteban, 1979/80), correspondiente claramente al Messiniense. La siguiente secuencia es expansiva sobre la anterior, y está constituida en la región central de Mallorca por calizas y dolomías negras recristalizadas, potentes niveles estromatolíticos, calizas lacustres con moldes evaporíticos y niveles de silex; mientras que en la costa oriental corresponden a sedimentos de manglar y depósitos oolíticos. En la zona más deprimida de la cuenca de Palma, lo que se depositaron fueron yesos con hábitos cristalinos tipicamente messinienses. Al final del Mioceno tiene lugar una importante regresión que se registra por la intensa erosión que disecta los relieves recien emergidos, y una profunda carstificación que afecta a todos los sedimentos del Mioceno superior, generando unas facies diagenéticas muy características (Pomar, 1983).

Durante el Plioceno una nueva transgresión cubre los sedimentos anteriores con un contacto basal disconforme. En su parte inferior se localizan aparatos deltaicos en las cuencas de Palma y Alcudia fuertemente encajados en el substrato mediante una superficie de erosión que afecta al Mioceno medio y superior (Del Olmo y Alvaro, 1984). Esta geometría está controlada en parte por la fracturación, que también controló la fuerte subsidencia de las áreas de depósito. La parte superior del Plioceno es de tendencia netamente regresiva, con facies calcareníticas litorales. Durante esta época el borde meridional de la Sierra Norte continuaba siendo tectónicamente activo y aportaba clastos a la zona costera situada entre la Bahía de Palma y Alcudia. El hallazgo de depósitos pliocenos en Cala Castell situada a 30-40 m sobre el actual nivel del mar, y afectadas por fallas normales, atestigua la existencia en la vertiente septentrional de la Sierra Norte de un área de sedimentación marina (Del Olmo y Alvaro, 1984).

El Pleistoceno de las Baleares está perfectamente bien caracterizado por los depósitos marinos litorales (Cuerda, 1975) y registra un conjunto de oscilaciones del nivel del mar, así como sus correspondientes cambios climáticos (Butzer y Cuerca, 1962). Estos depósitos indican que los últimos movimientos de subsidencia se han registrado entre el Pleistoceno basal y medio, y aún en la cuenca de Palma han existido débiles etapas de subsidencia en épocas recientes (Cuerda, 1975; Pomar y Cuerda, 1978).

Neotectónica

Las características neotectónicas de las Baleares se asemejan bastante a las que se presentan en el Surco valenciano y/o cuenca Nor-balear. Los depósitos neotectónicos se disponen, como hemos visto, en las márgenes de las islas y en surcos y cubeta interiores individualizadas y separadas por altos de materiales estructurados.

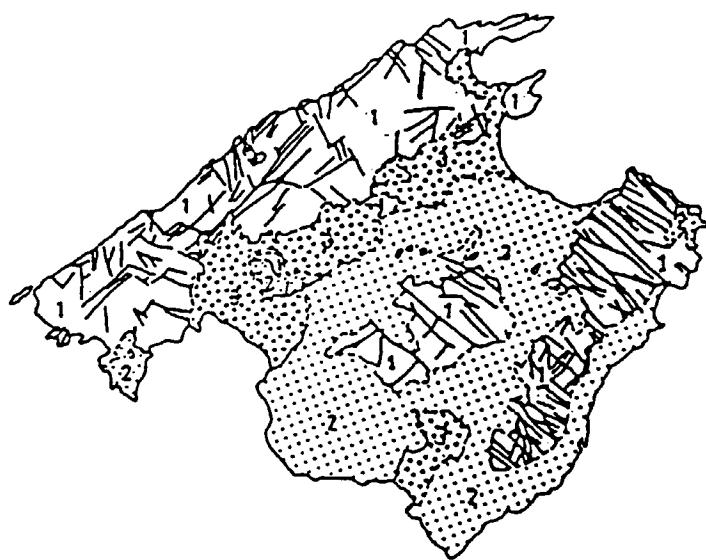
Los numerosos sondeos realizados en las Islas, sobre todo en Mallorca, han permitido junto con los estudios de superficie, conocer la estructura de las materiales anteneotectónicos, así como las líneas de control de la sedimentación neotectónica, deducidas de su distribución, espesores, facies, etc. (Simo, 1982; Simo y Ramón, 1983). A partir de estos datos y de las anomalías de la gravedad, Del Olmo y Alvaro (1984) han elaborado un esquema de las principales fracturas y lineamientos de Mallorca (fig 3.4.3.-XXVIII).

La trama estructural está constituida por dos familias de fracturas según las direcciones NE-SO y NO-SE. La importancia y el carácter neotectónico de estos accidentes viene refrendado por su incidencia sobre los materiales de la época neotectónica, por su relación con las manifestaciones geotérmicas existentes en la Isla de Mallorca (Puigpuñet, Campos, Baños de San Juan), y sobre todo por su coincidencia con las directrices activas tanto en las Cordilleras Béticas como en el Surco valenciano.

La familia NO-SE predomina netamente en el sector de la Sierra de Levante de Mallorca, donde presenta una notable densidad de fracturación que llega a obliterar las estructuras de corrimiento (Del Olmo y Alvaro, 1984). La familia NE-SO predomina en la Sierra Norte, mientras que hacia el centro de la isla de Mallorca la presencia de las dos familias se equilibra.

Las líneas que delimitan actualmente el promontorio balear (escarpes Nor-balear y de Emile Baudot) de dirección NE-SO, y las que separan las Islas de Menorca, Mallorca o Ibiza, NO-SE, son coincidentes con esta pauta de fracturación, evidenciando su carácter neotectónico y/o morfotectónico (Del Olmo y Alvaro, 1984).

Muchas de estas fallas puede que tengan su origen en antiguas fallas tardihercínicas, reactivadas durante la etapa de rifting del Oligoceno-Aquitaniense y posteriores. Durante el Mioceno medio y al final, se realiza el corrimiento y emplazamiento de unidades alóctonas, pudiendo funcionar parte de la falla NE-SO como desgarres levógiros, en un contexto compresivo. Estos desgarres pudieron separar dominios



- 1.- Materiales preserravallenses estructurados
2.- Depósitos posttectónicos del Mioceno Superior y Plioceno
3.- Principales afloramientos cuaternarios



Fig. 3.4.3.- XXVIII.- Esquema geológico y principales fallas y lineamientos de la isla de Mallorca.
Tomado de Del Olmo y Alvaro, 1.984.

paleogeográficos diferentes. ("tectónica en paneles deslizantes", "tectónica de obliteración", Bourrouilh, 1973), y su carácter profundo parece estar confirmado por manifestaciones geotérmicas, y por el giro dextrógiro de Mallorca operado en el Mioceno superior, con respecto a la Península, probablemente a favor de esta familia de fallas (Pares et al., 1988).

La actividad tectónica en Mallorca durante el Pleistoceno es atestiguada por las alturas anómalas en que aparecen los yacimientos paleontológicos de los diferentes niveles marinos (Cuerda, 1975), y la existencia de fosas subsidentes que son rellenadas por depósitos continentales. Según Pomar y Cuerda, (1978), la mayor actividad tectónica en el Cuaternario, tuvo lugar durante el Pleistoceno inferior y medio. La Sierra Norte de Mallorca constituye un bloque probablemente elevado recientemente al NO de una gran fractura que uniría Alcudia con Calviá, y estaría limitado en el NO por otro accidente paralelo a la actual costa mallorquina, y cuya fase activa más importante ha podido ocurrir, según los indicios, ya dentro del Pleistoceno (Pomar, 1983). Al pie meridional de esta Sierra Norte se desarrolla un sistema de fosas subsidentes rellenadas con depósitos de abanicos aluviales procedentes de la erosión de dicha Sierra. Los espesores pueden ser importantes, superiores al centenar de metros en la cuenca de Inca (Del Olmo y Alvaro, 1984). El control estructural de las fosas lo ejercen las diversas fallas que las delimitan. Los depósitos cuaternarios pleistocenos están afectados por fallas normales, con saltos que a veces llegan a decenas de metros, al SO de Palma (Del Olmo y Alvaro, 1984).

Durante el Cuaternario más reciente continua la actividad tectónica como parece atestiguarlo diversos hechos como la morfología actual de las costas y de la Sierra Norte (valles y torrentes colgados o sin cabecera, glacis basculados, etc.), la existencia de fallas que afectan a coluviones recientes, la actividad geotérmica asociada a fallas y la actividad sísmica (Del Olmo y Alvaro, 1984).

En la isla de Menorca, el accidente más importante la atraviesa en dirección ESE, separando un área al N. con materiales preneotectónicos y otra al S. con depósitos del Mioceno superior-Plioceno. Este accidente probablemente fué activo durante la época neotectónica, sirviendo de límite a la sedimentación del Mioceno superior. Este mismo área, al Sur de la isla, se ha elevado durante el periodo neotectónico a juzgar por las cotas sobre el nivel del mar que alcanzan los depósitos arrecifales del Mioceno superior-Plioceno y por el fuerte encajamiento de la red de drenaje cuaternaria, especialmente en el centro de este área.

En Ibiza aparece un conjunto de fallas de direcciones en torno al NE, las cuales, debido a las anomalías geomorfológicas que llevan asociadas, se han considerado que pueden haber actuado durante el Cuaternario.

Por fin, Formentera, isla constituida casi en su totalidad por una plataforma tortoniana, está afectada por fracturas, algunas de las cuales presentan una importante incidencia morfológica, incidiendo sobre los elementos del relieve cuaternario.

3.4.4. Áreas marinas adyacentes a España.

3.4.4.1. Introducción.

Se han incluido los rasgos neotectónicos de las zonas marinas dado que su estructura está en continuación con la de las áreas emergidas, al menos en los dominios más someros (litoral, plataforma y talud continental). Por otro lado, hay que tener en cuenta la influencia de la sismicidad de esas zonas en la España continental, dato imprescindible para entender el dinamismo regional y para elaborar futuros mapas de riesgo sísmico. Se ha prestado especial interés a las plataformas continentales.

La información disponible es escasa en el ámbito marino y está irregularmente distribuida. Los datos más importantes, proceden de los mapas geológicos de la plataforma continental y áreas adyacentes, a escala: 1:200.000 del I.T.G.E., y de como las exploraciones realizadas por compañías petrolíferas, siendo destacables, así mismo, los trabajos realizados por el Instituto Español de Oceanografía (IEO) y por el Consejo superior de Investigaciones Científicas (CSIC), en especial por la Unidad de Geología Marina del Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona.

Los datos utilizados han sido obtenidos mediante diversas técnicas:

- Sísmica de Reflexión. Se han utilizado diversos equipos que permiten la obtención de datos de diferente magnitud. En orden de mayor penetración a mayor resolución se encuentran: la sísmica multicanal, de la cual se obtienen las principales estructuras, la estructura general de la cuenca, y ocasionalmente información sobre estructuras en el propio basamento acústico; la sísmica de alta y media resolución proporciona información de las estructuras más superficiales y por último las ecosondas y sonares de barrido

lateral aportan información sobre los accidentes morfológicos y permiten la realización de los mapas batimétricos.

- Sísmica de refracción. Da información cortical y permite deducir grandes fallas (como las dibujadas en el esquema de isopacas de la corteza). Su valor como indicador neotectónico es por tanto indirecto.

- Gravimetría. Permite observar inestabilidades corticales o la presencia de cuerpos de densidad anómala extrema. Es utilizada con pequeñas escalas, (ver esquema de isopacas de la corteza, Plano nº2) y tiene poco valor como indicador neotectónico cuando se utilizan escalas mayores (p. ej. 1:200.000).

- Aeromagnetismo. Datos poco utilizados debido a su escasa validez como indicadores neotectónicos. Quizá, al estar relacionados con materiales volcánicos pueden indirectamente indicar zonas activas.

- La toma de muestras del fondo marino, mediante diversas técnicas, tanto sobre materiales consolidados como sin consolidar, así como la realización de sondeos permite, por una parte calar los reflectores interpretados en sísmica de reflexión, y por otra comprender la evolución tectosedimentaria y geodinámica.

- Batimetría. Los fondos marinos muestran en ocasiones fuertes escarpes o "irregularidades" topográficas donde se revela una inestabilidad acusada; escarpes que son producidos por fallas ya que presentan una serie de rasgos asociados, tales como su carácter lineal acusado, su persistencia en el tiempo, su actuación como límites entre zonas fisiográficas o geológicas. Dos ejemplos de escarpes de este tipo son el de Mazarrón, al SO de Murcia, o el de Emile Baudot, al Sur de Baleares. En estos escarpes se producen numerosas fallas de deslizamiento generadas sobre todo en las paredes de los cañones submarinos que atraviesan la plataforma.

Por tanto, todas las fallas trazadas en áreas marinas han sido deducidas por métodos geofísicos-indirectos, apareciendo con trazo continuo cuando han sido detectadas por los métodos más fiables (sísmica de reflexión) y en discontinuo en caso de métodos menos fiables (ej. aeromagnetismo, gravimetría o batimetría).

3.4.4.2. El Surco de Valencia y/o Cuenca nord-balear.

El Surco de Valencia es una cuenca NE-SO localizada entre las islas Baleares y la costa catalano-levantina. Hacia el SO se cierra en un

alto entre Ibiza y Cabo S. Antonio, mientras que hacia el NE se abre hacia la cuenca Provenzal.

El margen del levante español presenta una gran variedad fisiográfica aunque conservando su tipología de margen pasivo. Así de Norte a Sur se pueden describir tal como sigue: en el Golfo de Lyón las márgenes son progradantes (ITGE, 1991 en prensa), entre el Golfo de Rosas y Barcelona son predominantemente del tipo intermedio (ITGE, 1989), hacia el Sur y hasta el cabo de la Nao (margen del Ebro y Golfo de Valencia) pasan de nuevo a ser progradantes (IGME, 1986; Rey y Medialdea, 1989).

La plataforma catalana al Norte de Tarragona es en general estrecha, con una anchura media de 20 km, y topográficamente muy irregular, surcada por grandes cañones submarinos NO-SE. Al Sur de Tarragona la plataforma está modelada por el delta del Ebro, alcanzando una anchura media, de 70 km. Más hacia el Sur se pierde la influencia del delta y se pasa a una plataforma de unos 40 km de anchura, estrechándose progresivamente hasta alcanzar 15 km en el Cabo de la Nao. En la parte suroriental del Surco de Valencia, la plataforma de las islas Baleares se presenta muy estrecha (10 km) y accidentada, debido fundamentalmente al escaso aporte sedimentario procedente de las islas. Las islas Baleares corresponden a la parte subaérea de un promontorio que conecta el Cabo de La Nao, en Alicante, con Menorca, donde acaba bruscamente. Este promontorio queda limitado al Sur, por el escarpe de Emille Baudot, (de orientación SO) que da paso a la cuenca semioceánica Argelino-Balear.

Como ya se mencionó anteriormente, el Surco de Valencia comenzó a formarse a finales del Oligoceno, mediante un proceso distensivo que continúa, salvo excepciones, hasta la actualidad.

En este sector el basamento acústico puede variar en edad desde Paleozoico a Oligoceno; los sedimentos que lo recubren pueden subdividirse en tres secuencias deposicionales principales (Soler et al., 1983; Dañobeitia et al., 1990).

- Secuencia del Mioceno inferior. Dentro de esta secuencia se incluyen de muro a techo: 1) la brecha y conglomerados de Alcanar (Oligoceno terminal-Aquitaniense) y de ambiente continental; 2) el grupo Casablanca (Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior) constituido por calcilutitas y margas de ambiente somero y parcialmente restringido; y 3) el grupo San Carlos (Burdigaliense superior-Langhiense inferior) formado por arcillas y calizas arcillosas marinas.

La base de esta secuencia coincide con una importante discordancia transgresiva. Esta secuencia constituye el primer relleno del rift y su extensión estuvo controlada por el sistema de fallas extensionales que se desarrollaron durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

- Secuencia del Mioceno medio-superior.

Se trata del grupo de Castellón que está constituido por una unidad inferior margosa (Langhiense superior-Serravallense-Tortoniense inferior) que solapa las unidades infrayacentes y marca el fin de la fase principal de estructuración del Mediterráneo occidental, y otra unidad superior areniscosa (Tortoniense-Messiniense inferior) de tendencia general regresiva.

En el margen continental del Levante español no se ha diferenciado ninguna unidad atribuible al Messiniense (Soler et al., 1983), si bien en su lugar aparece una importante discordancia erosiva que da paso a la última unidad.

En las partes centrales del Surco de Valencia sí hay un desarrollo importante de evaporitas messinienses (Mauffret, 1976) cuya sedimentación está controlada por fracturas NE-SO y NO-SE que dan saltos de hasta 2 km.

- Secuencia del Plioceno-Cuaternario.

Está constituida por el Grupo Ebro, presenta en general un carácter progradante y su base corresponde a una importante discordancia (superficie erosiva Messiniense). Ha sido dividido en dos unidades una inferior arcillosa y otra superior areniscosa; esta última comprendería el desarrollo tanto de la unidad terminal regresiva del Plioceno, como de los diversos ciclos cuaternarios existentes en el área (Farrán y Maldonado, 1990).

El espesor del relleno Neógeno-Cuaternario llega en algunas zonas a superar los 4.000 m y está claramente condicionado por los aportes sedimentarios del delta del Ebro y por el movimiento extensional de las fallas que estructuran el surco. (Mauffret, 1976).

La presencia de rocas volcánicas neógenas es común en dos zonas: Una es en el NE del Surco, al Norte de las islas de Mallorca y Menorca y la otra es en el límite SO del Surco, en las proximidades de las islas Columbretes.

En general los afloramientos de materiales volcánicos están situados en zonas de fracturas (Mauffret, op. cit.).

El gradiente geotérmico en el Surco es relativamente alto y, aunque es inferior al típico de una etapa de lifting, evidencia que hay una actividad tectónica importante en la actualidad.

Rasgos neotectónicos.

Como ya se comentó anteriormente, en la estructura del Surco de Valencia se diferencian dos sectores (Fontboté et al., 1.990):

- El margen catalán-levantino, estructurado por fallas normales paralelas a la costa que hunden el Surco de Valencia desde el final del Oligoceno.
- El margen balear está constituido por láminas cabalgantes miocenas, vergentes al NO, de origen bético que se superponen a la tectónica distensiva anterior. Este edificio cabalgante es posteriormente roto en etapas distensivas mediante fallas normales NE que lo hunden hacia el centro del surco.

Estas fallas que configuran el surco van a ser las que marquen los rasgos neotectónicos (Mauffret, op. cit.). De hecho la actividad Neotectónica se concentra en las fallas normales NE-SO a ENE-OSO que forman parte del conjunto de fosas y umbrales del litoral catalán y del sector Maestrazgo-Valencia.

Los materiales del Neógeno-Cuaternario se encuentran en su conjunto poco deformados y sólo parecen estar afectados por fallas normales con desplazamientos que generalmente no superan algunas decenas de metros.

En los escarpes de los cañones submarinos o de los frentes deltaicos se observan fallas muy espectaculares cuya génesis se asocia al proceso sedimentario (fallas de crecimiento). Su origen directo es gravitacional, no tectónico, no obstante pueden estar inducidas por fuertes subsidencias de origen tectónico. Estas fallas abundan entre Barcelona y el delta del Ebro (fig. 3.4.4.-I) y se han considerado como posibles fallas tectónicas cuaternarias.

En el margen catalán la actividad cuaternaria de las fallas NE a ENE está bien documentada (IGME, 1.986; ITGE, 1.989). Dos fallas merecen destacarse, ambas de orientación ENE y paralelas a la costa, una de unos 80 km situada al Norte de la desembocadura del Llobregat y la

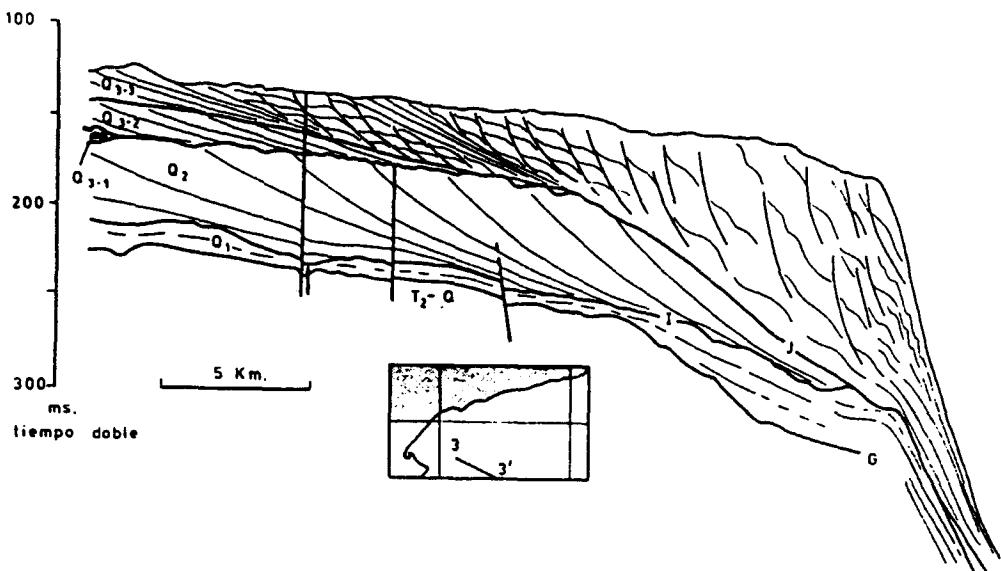


Fig. 3.4.4.- I.- Perfil sísmico en la zona deltaica del Ebro.

Q3-3: Subunidad superior del Pleistoceno superior; Q3-2: Subunidad intermedia del Pleistoceno superior; Q3-1: Subunidad inferior del Pleistoceno superior; Q2: Pleistoceno medio; Q1: Pleistoceno inferior; T2-Q: Plio-Cuaternario; J: Superficie de erosión fini-Siciliense; I: Superficie de erosión fini-Calabriense; G: Superficie de erosión Calabriense inferior.

IGME, 1.986.

otra, de longitud similar, situada entre las desembocaduras del Ebro y Llobregat. En el Golfo de Valencia, también se ha comprobado la actividad cuaternaria en ciertas fallas lísticas submeridianas, producidas por la alta subsidencia en la zona (Díaz del Río *et al.*, 1.986; Farrán y Maldonado, 1.990). Entre Valencia y el Delta del Ebro la información existente permite trazar una serie de fosas y umbrales de posible actuación neotectónica (Mioceno s.l.), así como algunas fallas NE de actuación cuaternaria (Farrán y Maldonado, 1.990).

La información existente en el tramo más septentrional del margen catalán (ITGE, 1.991 en prensa) permite observar una serie de surcos y umbrales NO-SE y ONO-ESE, en el basamento bajo la plataforma continental, delimitados por un sistema de fallas con estas direcciones. Estas fallas son de edad Miocena, habiendo actuado en varios momentos, encontrándose reflectores de esta edad afectados por las fracturas. Más raramente estas fracturas han funcionado durante el Plioceno afectando claramente al reflector de la base del Pliocuaternario, en especial las fallas principales que limitan las fosas. En el caso de la falla que limita por el sur a la fosa de Rosas, se ha observado en los registros de sísmica de alta resolución como la deformación inducida por esta fractura, probablemente relacionada por procesos de subsidencia, ha

llegado a afectar a la serie inferior del Pleistoceno. Estas fracturas de orientación NO-SE afecta únicamente a la plataforma continental, hacia el talud se desarrolla un conjunto de fallas NNE-SSO a N-S, con una estructuración en semifosas típicas de márgenes pasivos, que solo afecta a las unidades miocenas.

Otras fallas importantes (NO-SE) son las transversas a la línea de costa y que condicionan el trazado de los cañones submarinos. Esta familia es la misma que atraviesa el Surco de Valencia y separa las diferentes islas Baleares (Mauffret, 1976; Rehault *et al.*, 1985). Son fallas profundas de situación imprecisa por lo general. Funcionan como desgarres dextrales en el Mioceno y con fuerte componente normal en el Plioceno. No se observan indicios de actividad cuaternaria.

La actividad neotectónica en el promontorio Balear se centra en las dos familias de fallas con direcciones NE-SO y NO-SE. Las primeras funcionaron como normales durante el Mioceno y Plioceno hundiendo hacia el SO la cuenca Argelina (escarpe de Emille Baudot) y hacia el NE el Surco de Valencia (rompiendo el edificio cabalgante Bético Balear del Mioceno). Otras fallas NE-SO se observan en la Bahía de Palma, entre Palma e Ibiza, entre Ibiza y Formentera, etc., todas ellas afectando a un Mioceno s.l.

El Surco de Valencia ha sido un área subsidente desde el Mioceno. En la actualidad las zonas más subsidentes se centran en el Golfo de Valencia y en el delta del Ebro, en este último caso favorecida por importante acumulación de sedimentos.

3.4.4.3. Sector de Cabo de La Nao a Cabo de Gata.

Pueden diferenciarse dos sectores situados al Norte y al Sur del Cabo de Palos. El sector meridional se extiende entre dicho Cabo y el de Gata y se caracteriza por tener un margen abrupto y una estrecha plataforma continental (<10 km) que da paso bruscamente a los grandes fondos de la Cuenca Surbalear mediante el escarpe E-O de Mazarrón, en la zona de Murcia, y mediante escarpes NE-SO y N-S en la de Almería (IGME, 1.982). Numerosos complejos volcánicos aflorantes o subaflorantes jalonan esas zonas, complejos que forman parte del volcanismo neógeno del SE de España ampliamente representado en el continente. Por otra parte, este sector está surcado por cañones submarinos paralelos a la máxima pendiente, los cuales tienen un marcado control tectónico (ITGE, 1.990).

El sector septentrional se localiza entre los cabos de Palos y de La Nao. Se caracteriza por una plataforma continental más ancha (13 a 40 km) y un talud suave y mal definido. A pesar de la anchura de la plataforma, este sector también presenta una batimetría irregular, con numerosos afloramientos rocosos pleistocenos más o menos paralelos a la costa.

Ambos sectores tienen una costa que dibuja una forma cóncava abierta hacia el SE. La diferencia entre ambos deriva del juego de la falla E-O que produce el escarpe de Mazarrón y hunde el sector meridional. Hacia el Este esta falla debe relevarse, de algún modo, con la del escarpe de E. Baudot al SE de las Baleares, la cual produce un efecto similar a la anterior.

Otra peculiaridad de estos márgenes es la existencia de plataformas marginales (ITGE, 1.990). Se trata de superficies suavemente inclinadas que se escalonan en el talud a profundidades diversas, habiéndose interpretado como un graderío tectónico de diversas fallas normales, descendiendo hacia el fondo marino.

Las unidades litosísmicas neógeno-cuaternarias se apoyan sobre un zócalo, que en general está compuesto por materiales de las Zonas Béticas Internas, correspondiendo la superficie de techo del basamento a una superficie erosiva desnivelada tectónicamente en altos y fosas.

Dichas unidades neógeno-cuaternarias se agrupan en dos conjuntos: el Mioceno y el Plioceno-Cuaternario.

El Mioceno tiene una potencia máxima de 1.000 m, que se alcanza en algunas cuencas de la plataforma (ej. San Pedro del Pinatar). Se diferencian 3 secuencias sísmicas separadas por discontinuidades: la inferior calcárea del Langhieno-Tortoniense, la media detritica-margosa del Tortoniense superior-Messiniense y la superior margoso-evaporítica del Messiniense. La separación entre la unidad inferior y la media viene dada por una clara discordancia erosiva, límite a su vez de deformación, ya que la unidad inferior está mucho más fallada que las otras dos. El Mioceno disminuye de espesor hacia el talud, mientras vuelve a aumentar en la llanura abisal. Aquí, hay un gran desarrollo de la unidad superior evaporítica que puede diferenciarse en una subunidad inferior salina y otra superior evaporítica (Ryan et al., 1.973; Montadert et al., 1.978; ITGE, 1.990). La subunidad salina está afectada por procesos halocinéticos, formándose "almohadillas" y no diapiros ya que el espesor de las sales no es suficiente. Estas "almohadillas" causan una alta movilidad que afecta a los sedimentos pliocuaternarios. La subunidad evaporítica yace en discordancia sobre

la anterior y su techo lo marca el reflector M, que enlazaría hacia la plataforma con la superficie "K" de Ryan *et al.*, (1.973) que señala la regresión del Mioceno terminal ("crisis de salinidad").

La distribución de los materiales pliocenos está determinada por la estructura del margen, definida en una serie de altos y fosas, mientras que en la llanura abisal está condicionada por los procesos halocinéticos de las evaporitas subyacentes. El Plioceno es muy variable y presenta discordancias internas debido a la dinámica tectónica durante ese periodo y a fenómenos de subsidencia diferencial. El Plioceno se encuentra fallado y plegado con numerosos procesos de deslizamiento, especialmente en la zona del escarpe de Mazarrón.

El límite superior del Plioceno está marcado localmente por una superficie erosiva que pone en contacto los niveles ondulados pliocenos con los horizontales del Cuaternario. Esta superficie se puede considerar como límite Plioceno-Cuaternario (ITGE, 1.990), correspondiendo al reflector "G" (Monaco, 1.971) el cual suele ser de difícil identificación.

En el Cuaternario se han diferenciado hasta 4 unidades separadas por discontinuidades como en la zona al Norte de Cabo de Palos, mientras que al Sur de dicho Cabo no se han diferenciado unidades internas. Los materiales cuaternarios son progradantes más adentro y sus litologías son variables indicando 3 ciclos de transgresión-regresión pleistocenos, que quedan expuestos en las áreas más distales del margen.

Finalmente, hay que resaltar la existencia de materiales volcánicos pertenecientes al complejo volcánico Neógeno-Cuaternario del Sureste de España (afloramientos marinos de La Polacra o Los Genoveses, IGME, 1.982, plataformas del Mar Menor y en el Escarpe de Mazarrón, ITGE, 1990). Este volcanismo está relacionado con la tectónica, en especial con las direcciones de fracturación ENE-OSO a NE-SO, ONO-ESE, NO-SE y N-S. En la zona de intersección entre varias fallas es donde se encuentran las masas volcánicas más grandes.

Rasgos neotectónicos.

La neotectónica del área es importante y está expresada por diversos fenómenos: fracturación del basamento, fracturación y plegamiento de la cubierta sedimentaria, actividad volcánica, estructuras de menor escala y procesos halocinéticos.

De acuerdo con el modelo de fracturación se pueden diferenciar en este área dos dominios tectónicos (Catafau et al., en preparación). El primero presenta una estructura y una evolución similar a la que se ha desarrollado en el área terrestre, muestra aparentemente una gran dispersión de fallas (E-O a ENE-OSO, NE-SO a NNE-SSO y NO-SE), e incluye prácticamente la totalidad de la plataforma continental y el talud. Por otra parte, el segundo se desarrolla hacia el Este y el Sur en el interior de la cuenca mediterránea, y se caracteriza por tener una configuración estructural más simple, predominando las tendencias ENE-OSO y NE-SO.

La estructura del margen en la zona situada al Norte del Cabo de Palos se caracteriza por la existencia de un conjunto de altos y fosas transversos delimitados por fallas E-O a ENE-OSO (Díaz del Río, 1989) entre los que destacan el alto de San Miguel y la cuenca de San Pedro del Pinatar. La tendencia general de esta zona es un hundimiento progresivo hacia el Este a partir de fallas normales NE-SO que además han producido las plataformas marginales del talud. Este hundimiento progresivo ha venido funcionando durante todo el periodo neotectónico, aunque parece haber amainado en el Cuaternario.

En general, las fallas normales E-O se iniciaron al menos en el Mioceno medio y funcionaron muy activamente en el Mioceno superior. (Mauffret, 1976). Durante el Plioceno y Cuaternario, la actividad tectónica persiste, aunque a partir del Plioceno superior dicha actividad parece haber cesado sensiblemente.

En la zona situada al Sur de Cabo de Palos, la existencia de una serie de fallas de dirección NNO-SSE ha delimitado un conjunto de pequeños altos y cuencas, donde el espesor de la cubierta neógeno-cuaternaria puede alcanzar una cierta importancia. Los movimientos más importantes han debido tener lugar con anterioridad al depósito de los sedimentos pliocenos. No obstante, durante el Plioceno y el Cuaternario, diversos reavistados han deformado y fracturado estos materiales (fig. 3.4.4.-II).

En la bahía de Mazarrón, fallas de orientación NNE-SSO y ONO-ESE presentan signos claros de una actividad tectónica reciente, donde la totalidad del recubrimiento sedimentario pliocuaternario se encuentra muy perturbado. Funcionan como fallas de desgarre durante el Cuaternario y son las responsables, junto con la subsidencia a la que se ha visto sometida la zona, del encajamiento de las cabeceras de los principales cañones submarinos de este sector.

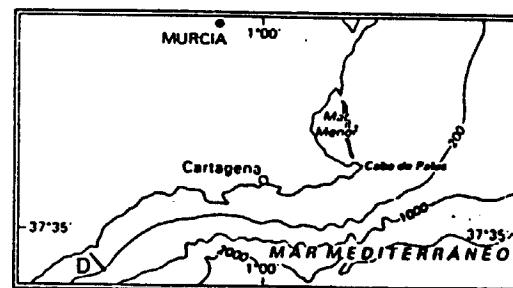
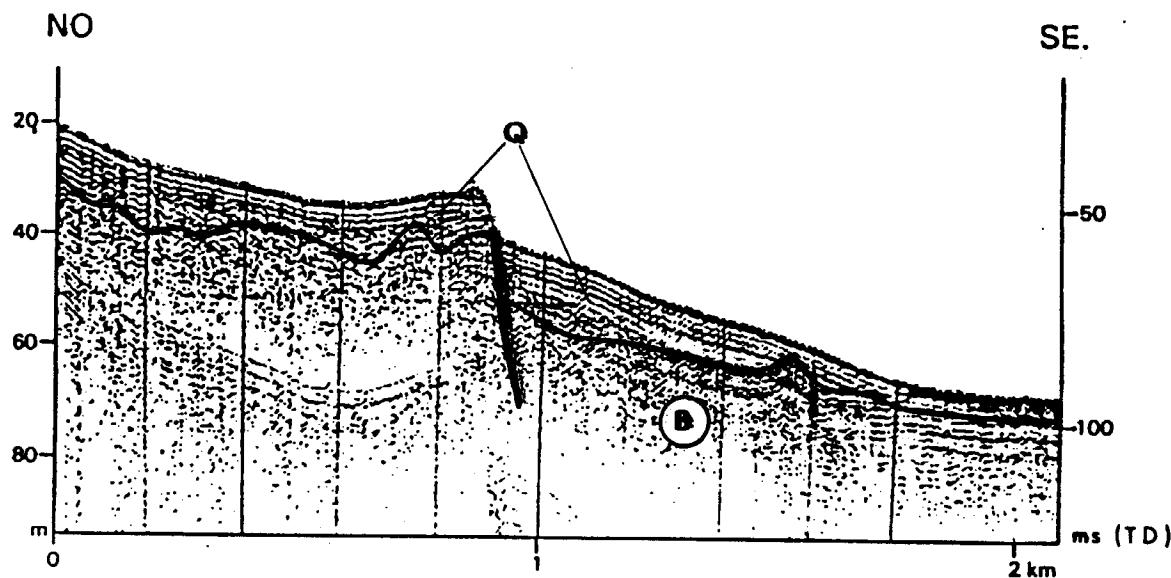


Fig. 3.4.4.- II.- Falla cuyo movimiento ha afectado al recubrimiento sedimentario y ha llegado a producir un escarpe sobre la superficie del fondo del mar.
 Q: Cuaternario; B: Basamento.
 ITGE, 1.990.

Las deformaciones de la cobertura sedimentaria, se traducen en el desarrollo de antiformas y siniformas de gran radio de curvatura. Pueden ser explicadas, no sólo por fenómenos de reajuste causados por la carga de sedimentos que se adaptan a la morfoestructura preexistente, sino también por la reactivación de fracturas del basamento que han llegado localmente a producir fallas que afectan a la práctica totalidad de la cobertura sedimentaria. También es destacable la presencia de discordancias internas dentro de la secuencia pliocuaternaria, en algún caso de tipo progresivo.

El escarpe de Mazarrón está constituido por una serie de bloques que se hunden bruscamente hacia el Sur, según fallas E-O que se han mantenido activas hasta tiempos recientes, ya que afectan a toda la cubierta sedimentaria. Por otra parte, las fuertes pendientes que llega a alcanzar el talud, junto con la sismicidad, serían factores que han favorecido el notable desarrollo de deslizamientos gravitacionales.

Por otro lado, las estructuras almohadilladas han inducido una tectónica notable, dando lugar a la formación de fallas que toman como superficie de despegue la base de la unidad salina messiniense. Estos procesos debieron tener lugar principalmente durante el Plioceno, ya que los términos más altos del Pliocuaternario descansan en posición horizontal, salvo casos concretos que indican que la deformación de este tipo ha podido continuar localmente a lo largo de todo el Pliocuaternario.

Por otra parte, la presencia en el margen continental de las formaciones evaporíticas triásicas subbéticas o prebéticas en el área situada entre Alicante y el Cabo de La Nao, ha producido la presencia de fenómenos diapiricos, cuya actividad bien de tipo ascendente o bien de colapso gravitacional ha originado la formación de fracturas que han llegado a afectar a las series pliocenas y cuaternarias.

A grandes rasgos, se puede decir que el litoral alicantino se ha levantado en el Plioceno (especialmente el Cabo La Nao), mientras que el murciano y el de Almería han subsidido fuertemente y todavía lo están haciendo.

La alta actividad neotectónica detectada en superficie es reflejo de las variaciones en la estructura y características de la corteza, la cual sufre un fuerte adelgazamiento en la zona litoral hacia el SE.

3.4.4.4. Mar de Alborán.

El Mar de Alborán es la parte más occidental del Mediterráneo, que con orientación E-O, separa el Sur de España del Norte de África. Su límite oriental se sitúa aproximadamente en el meridiano 2ºE y coincidiendo con una importante pendiente que da paso a las mayores profundidades de la cuenca Argelino-Balear (>2.000 m).

Sus fondos no superan los 2.000 m de profundidad, presentando una gran irregularidad fruto del gran dinamismo de la zona. Se han diferenciado dos subcuencas principales, la occidental y la oriental, separadas por la dorsal de Alborán la cual tiene una orientación NE-SO. Esta cresta separa 2 surcos paralelos a ella de más de 1.000 m de

profundidad los cuales dan paso a las zonas elevadas del Banco de Caldeira (al SO) y del Banco de Jibuti-dorsal Norte de Alborán (al NE) (Olivet *et al.*, 1.973). Un fuerte escarpe E-O corta estas estructuras de manera que no hay enlace entre la dorsal de Alborán y la prolongación submarina de Cabo de Gata al SO.

La margen continental española (septentrional) del Mar de Alborán es del tipo intermedio (Rey y Medialdea, 1989), y se caracteriza por presentar una plataforma continental estrecha (la anchura varía entre 4 y 15 km), coincidiendo las mayores amplitudes con el desarrollo de cuerpos prodeltaicos, como el asociado a la desembocadura del río Guadalhorce (Málaga). La rotura del borde de la plataforma se localiza aproximadamente a 110 m de profundidad. El talud continental es suave y está cortado por varios cañones submarinos, básicamente de Este a Oeste son los cañones de Almería, Adra, Cabo Sacratif y Guadiaro. En el sector occidental el talud enlaza suavemente con la llanura abisal, situada alrededor de los 1400-1500 m de profundidad, mientras que en el sector oriental el desarrollo del talud está cortado por la existencia de varios montes submarinos, asociados bien a altos estructurales del basamento o bien a edificios volcánicos.

La cuenca del Mar de Alborán presenta una importante acumulación de materiales neógenos y cuaternarios, en los cuales se han definido al menos seis secuencias deposicionales limitadas frecuentemente por discordancias (Comas *et al.*, 1.989), a partir de registros de sísmica de reflexión se observa que estos materiales llegan a alcanzar localmente más de 6 km de espesor (Comas y Jurado, 1.990).

El basamento lo constituyen las unidades béticas internas y materiales volcánicos terciarios, estos últimos preferentemente en el sector oriental. Sobre este basamento se sitúan las siguientes unidades según Comas *et al.*, (1.989):

- **Unidad basal (Burdigaliense inferior)**, constituida por arcillas, limos arcillosos, con arenas y niveles carbonatados. Presenta estructuras interpretadas como cuerpos olitostrómicos.
- **Langhiense-Serravalliene**: arcillas y margas, en ocasiones limosas con intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas. En esta unidad, al igual que en la anterior, hay fenómenos de sobrepresión por lo que ambas unidades constituyen las raíces de los diapiros ampliamente representados en la Cuenca occidental de Alborán (Comas *et al.*, 1.989).

- **Serravalliene-Tortoniense inferior:** arcillas limosas con intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas.
- **Tortoniense:** arcillas y arcillas limosas con intercalaciones arenosas y niveles volcánicos.
- **Tortoniense superior-Messiniense:** arcillas con margas o intercalaciones yesíferas, existen niveles volcánicos con sedimentos limosos o margosos así como algún lecho de conglomerados hacia la parte inferior.
- **Plioceno-Cuaternario:** margas pelágicas y arcillas con intercalaciones de areniscas.

Las principales discordancias regionales se localizan en el límite basal de los sedimentos langhienses, entre los depósitos más inferiores del Tortoniense inferior y en el techo de la unidad Messiniense que corresponde a una fuerte superficie erosional (Comas *et al.*, 1.989) reconocida en todo el Mediterráneo (Ryan *et al.*, 1.973).

Neotectónica.

Existen numerosas fallas y pliegues que afectan a los materiales del periodo neotectónico. Algunos sólo deforman a las unidades basales, mientras otras afectan hasta los reflectores pliocuaternarios. Se han citado ejemplos de inversiones tectónicas afectando al Pliocuaternario (Olivet *et al.*, 1.973), con estructuras que funcionan primero como normales y luego se reactivaron como inversas. Se han trazado estas estructuras con un color que indica su última actividad observada en los datos disponibles, si bien casi todas deben de ser activas en la actualidad.

La estructura de la margen septentrional del Mar de Alborán se caracteriza por la presencia de una importante fosa de edad miocena. Dicha fosa, se extiende aproximadamente entre Gibraltar y Vélez-Málaga y esta limitada tanto en su borde septentrional como en el meridional por fallas de orientación NE-SO, a partir de las cuales se ha producido la extensión de la fosa. Tanto las fallas del borde septentrional, como las que constituyen el borde meridional, han seguido funcionando con posterioridad al Mioceno, al menos durante el Plioceno, como lo demuestra el hecho de que en algunas ocasiones la discordancia basal de la serie pliocuaternaria aparece desplazada, lo cual es más evidente en el borde meridional. En general, el reflector sísmico que corresponde a esta discordancia suele estar afectado más que por las fallas prin-

cipales, por fallas secundarias procedentes de la reactivación de las principales. (fig. 3.4.4.-III).

Las fallas se pueden agrupar en varias familias: NO-SE a ONO-ESE, NE-SO a ENE-OSO y N-S.

La familia NO-SE a ONO-ESE es quizá la más activa. Disecta la costa desde Gibraltar hasta Almería (ITGE, 1982). En la zona continental afecta a los materiales cuaternarios y en el mar a los reflectores de la última unidad. Estas fallas han sufrido inversión tectónica (posiblemente en el Pliocuaternario), tal como se observa en las fallas al Sur de Motril. Así, primero (en el Mioceno?) actuaron como normales y posteriormente se reactivaron como mixtas inversas-dextrales. A esta familia puede adscribirse la falla que debe crear el escarpe que hunde el banco de Caldeira y la dorsal de Alborán hacia el Norte, así como las fallas transversas que cortan repetidamente esta dorsal.

La familia NE-SO a ENE-OSO es también importante y tiene un claro reflejo en la batimetría. Es la responsable de la génesis de la dorsal de Alborán y de los surcos adyacentes, así como de la prolongación de Cabo de Gata hacia el SO (falla de la Serrata ...). También merecen destacarse las fallas que hunden la cuenca hacia el SE en la zona de Málaga y que son cortadas por la familia ONO. La familia NE-ENE ha debido venir actuando durante toda la época neotectónica aunque la edad del último movimiento documentado tendría un valor local. Por otra parte, las fallas principales de dirección NE-SO están desplazadas posteriormente por fallas de dirección NO-SE. Las fallas prolongación de Cabo de Gata actúan en el Cuaternario como sinistrales. Las de la dorsal de Alborán y surcos adyacentes, actuaron como normales en el Mioceno y en el Plioceno controlando la sedimentación pliocena, pero no hay datos geológicos sobre su actividad cuaternaria. En la zona de Málaga, fallas de esta dirección controlan la sedimentación pliocena, actuando posiblemente como normales al principio de esa época, aunque tampoco está comprobada su actividad cuaternaria. Entre estas últimas fallas destacan las que atraviesan el estrecho de Gibraltar.

Hay otra posible familia E-0 a ENE-OSO difícilmente separable ya que puede corresponder a la familia NE con un pequeño giro (tal como ocurre en la porción suroccidental de la dorsal de Alborán). Otras fallas con dirección E-0 se dan sobre todo en la parte central de la Cuenca de Alborán, con juego normal afectando a la sedimentación pliocena.

La familia N-S está menos desarrollada que las anteriores, y aparece sobre todo en la parte occidental del Mar de Alborán. Afectan al

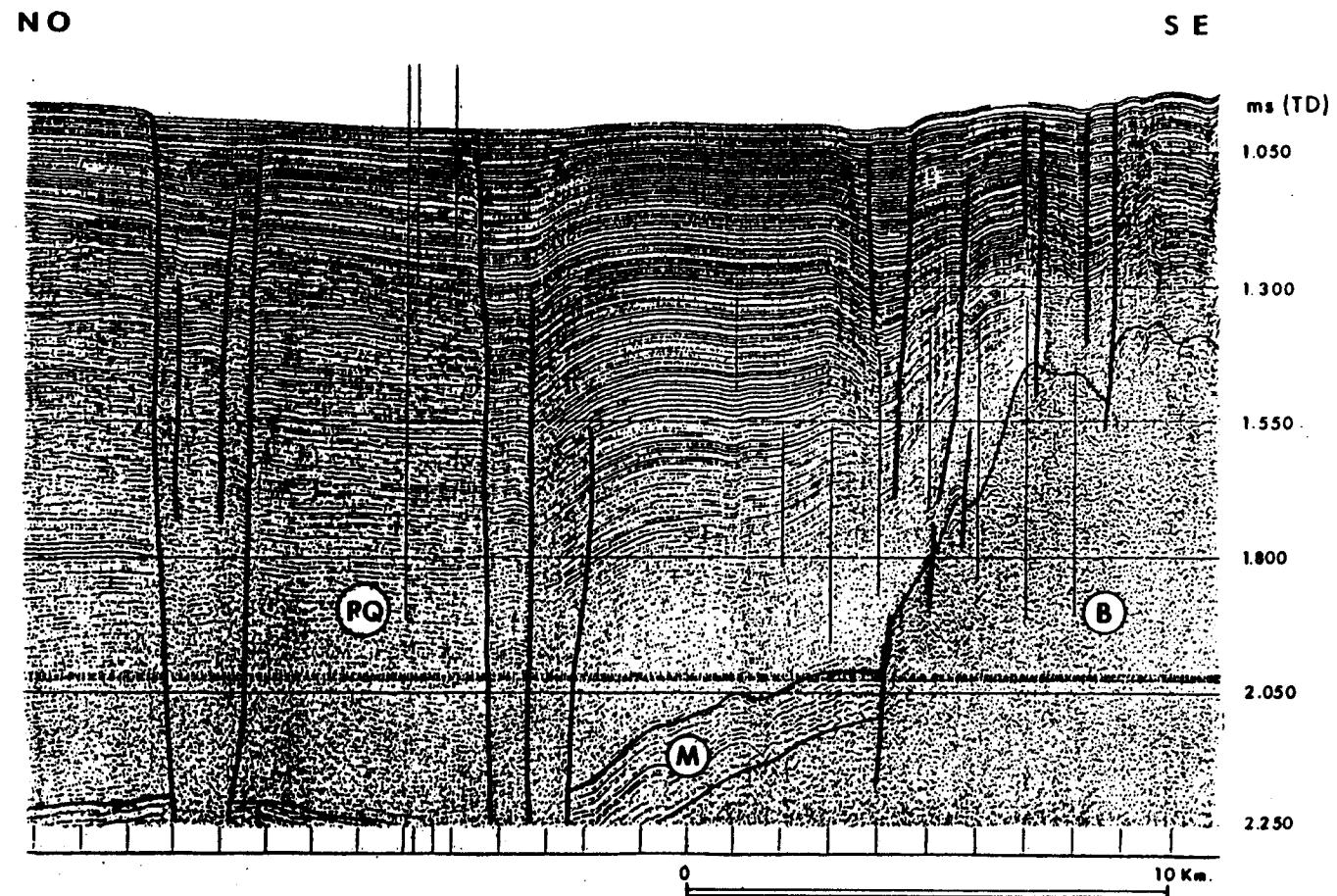
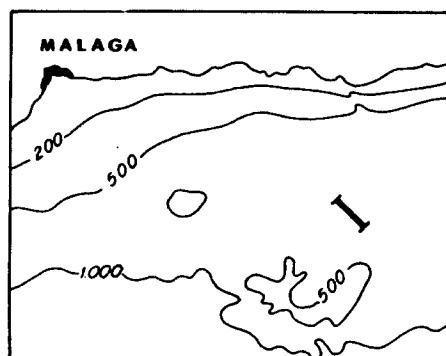


Fig. 3.4.4.- III.- Fallas afectando a la totalidad de la cubierta sedimentaria y generando escarpes morfológicos en el talud continental del Mar de Alborán. PQ: Pliocuaternario; M: Mioceno; B: Basamento. (Campaña ITGE/G-83-2).

Plioceno con juego normal. Esta directriz también aparece en la fuerte discontinuidad cortical que se observa en tierra, en la bahía de Algeciras.

Los datos de isopacas (Itty, 1979; ITGE, 1.987) indican que las zonas subsidentes o en elevación parecen haber sido las mismas en el Mioceno y en el Plioceno. La dorsal de Alborán, de carácter volcánico, ha debido ser siempre una zona alta en continua elevación durante la época neotectónica. Otra zona que parece estar elevándose es la situada al Norte de la dorsal de Alborán desde el meridiano de Almería hasta cerca del de Málaga. Esta última zona separa dos zonas fuertemente subsidentes, una al Norte y otra al Sur. En la del Norte destacan los grandes espesores de sedimentos cerca de la costa, hasta 1.000 m de Pliocuaternario, al S de Málaga, o hasta los 5.000 m de Terciario (Neógeno) al S de Málaga-Estepona.

Durante el Plioceno se produjo una subsidencia generalizada, al menos en el margen septentrional, que fue mayor hacia el interior de la cuenca (donde existía mayor espesor de sedimentos miocenos), como lo demuestra la morfología de la discordancia de la base de la secuencia plio-cuaternaria. Esta corresponde a una superficie inclinada hacia el interior de la cuenca desde el borde septentrional, rota únicamente hacia el Sur por la mayor actividad del borde meridional. Se observan además fuertes contrastes en el espesor de los sedimentos, lo que indica una elevada actividad tectónica. Por otro lado también se dan procesos diapiricos destacables, especialmente en la zona occidental (también condicionados por la tectónica) que acentúan dichas variaciones en el espesor de sedimentos.

Finalmente se debe destacar la existencia de la ancha zona volcánica NE-SO marcada por el Cabo de Gata (y en general el SE español), la dorsal de Alborán y los afloramientos volcánicos del Norte de Marruecos. Este volcanismo comenzó en el Mioceno y puede estar relacionado con una banda sísmica que coincide con esa zona y en la cual hay una actividad neotectónica específica y diferente de la del resto del área Bético-Magrebí.

3.4.4.5. El golfo de Cádiz y el Estrecho de Gibraltar.

El margen continental del Suroeste peninsular es de tipo intermedio (Rey y Medialdea, 1.989), la batimetría del Golfo de Cádiz en la zona española es poco irregular. A partir de la costa presenta una suave pendiente hacia el SO hasta los aproximadamente -140 m (Baraza et al., 1.989), dando una plataforma continental relativamente ancha (30-50 km). Luego hay un brusco aumento del gradiente entre los -200 y

los -500 m ("Pendiente superior", según Roberts, 1.970), que da paso a una amplia "Terraza" con suave inclinación hacia el OSO hasta alcanzar las llanuras abisales de Madeira y Horseshoe (Heezen y Johnson, 1.969). Esta terraza, situada entre -500 y -3.000 m, está accidentada por surcos y umbrales con orientación NE-SO.

Esta suave topografía se ve alterada hacia el Estrecho de Gibraltar y hacia el Sur de Portugal. En ambos casos la plataforma continental se estrecha considerablemente. En la zona portuguesa la "Pendiente superior" y la "Terraza" son sustituidas por una serie de pendientes fuertes cortadas por cañones y surcos con dirección NE-SO de claro origen tectónico. En el Estrecho de Gibraltar la fisiografía es muy accidentada llegándose a sobreponer los 600 m de profundidad. Aquí destaca la marcada linealidad de la batimetria en ambas orillas según direcciones ENE-OSO que pueden señalar la presencia de accidentes tectónicos con esa dirección. También es remarcable el carácter rectilíneo del cañón de Gibraltar, de orientación NNO-SSE a N-S.

Los materiales del Golfo de Cádiz constituyen una prolongación de los materiales de la Cuenca del Guadalquivir y del Arco de Gibraltar.

La cobertura neógeno-cuaternaria llega a alcanzar importantes espesores en algunas zonas. El basamento sobre el que se apoyan está constituido en la margen española por materiales cretácicos y eocenos y está separado de la cobertura mediante una fuerte discordancia erosiva.

Dentro de la cobertura se diferencian dos grandes conjuntos:

- El olistostroma bético. Está constituido por materiales plásticos de afinidad subbética, con edades comprendidas entre el Triás y el Mioceno. Se emplazó gravitacionalmente durante el Neógeno (Bonnin *et al.*, 1.975), debido a una fuerte subsidencia de origen tectónico.

- Los sedimentos neógenos autóctonos. Se sitúan en discordancia sobre todo lo anterior y dan potencias máximas de unos 2.000 m. Presentan facies bien estratificadas pero con discontinuidades internas, marcadas por dos claros reflectores que separan tres conjuntos (Malod y Didon, 1.975; Malod y Mougenot, 1.979; Malod, 1.982). El conjunto inferior se diferencia bien de los superiores por una discordancia erosiva importante causada por la fase de distensión del Mioceno superior, las unidades superiores son ya transgresivas.

. Conjunto superior: abarca el Pliocuaternario. Su base es una paraconformidad. Son materiales arenó-arcillosos progradantes de medio sedimentario próximo al actual. Se pueden distinguir localmente zonas de acumulación y de erosión producidas por una clara dinámica activa (cañones, cuencas subsidentes, escarpes de fallas). Se correlaciona con la UTS 4 (Martínez et al., 1.984) o con el Grupo Marismas (Suárez et al., 1.989).

. Conjunto medio: Plioceno inferior y quizá Andaluciense 2. Su base es desde una paraconformidad a una discordancia erosiva. Es una unidad muy potente con fuertes cambios de espesor debido al juego de fallas (sobre todo las de dirección ENE). Son capas bien estratificadas, de carácter progradente y con litologías variadas: desde margas pelágicas a arenas y calcarenitas. Se correlaciona con la UTS 3 (Martínez et al., op. cit.) y con el Grupo Andalucía (Suárez et al., op. cit.).

. Conjunto inferior: Mioceno superior. Su base es siempre una discordancia angular o erosiva. Tiene litologías variadas reflejo de la etapa regresiva fini-miocena; en general son arenó-arcillosas hacia techo y carbonatadas hacia la base. Se correlaciona con la UTS 2 (y quizá también con la UTS 1 de Martínez et al., (op. cit)).

Hay un Mioceno inferior-medio no olistostrómico y ampliamente desarrollado en algunos sondeos (C-3, B-6, Atlántida-2) situándose sobre las facies carbonatadas del Paleógeno y bajo el conjunto inferior.

Rasgos neotectónicos.

La corteza neógena está deformada por fallas normales y por movimientos diapiricos. Todas las fallas afectan al menos al Mioceno superior y, aunque casi todas parecen haber actuado posteriormente, dicha circunstancia sólo se ha podido comprobar en algunas de ellas. Es por ello por lo que la mayoría se han representado como neotectónicas, pero sin precisar la última edad de su actuación.

Los materiales del conjunto inferior están afectados por fallas normales NE-SO producidas por una fase de distensión que ocurrió en el Mioceno superior (Baldy et al., 1.977). Dichas fallas estructuran la región en dorsales anticlinoriales muy marcadas y separadas por cuencas sinclinales muy estrechas, ambas de dirección NE-SO girando a ENE-OSO hacia el Oeste.

El juego de las fallas también ha inducido el diapirismo de los materiales del Triás o del olistostroma, ampliamente distribuido en el Golfo de Cádiz (Malod, 1.982). De hecho, las fallas que presentan mayores saltos están relacionadas con el desarrollo de estructuras de tipo diapírico, especialmente en la zona central del talud (Baraza et al., 1.989). Esta fase es la responsable de la discordancia a techo del conjunto inferior.

Otra familia de fallas que juega en esta época es la ONO-ESE, la cual produce además fuertes cambios en el espesor de los sedimentos neógenos. Las isopacas de estos materiales marcan un máximo hacia el Norte, lo que puede representar la continuación del valle del Guadalquivir hacia el SO.

Los conjuntos superiores también están fallados. Muestran localmente rasgos que han sido interpretados como producto de una etapa de compresión (Malod y Mougenot, 1979), siguiendo de esta manera los esquemas propuestos, en la zona continental de Cádiz en relación con la actuación de una etapa compresiva en el Cuaternario antiguo o en el límite Plioceno-Cuaternario (Benkhelil, 1.976). Estas deformaciones corresponden a rejuegos de fallas Miocenas. Las capas pliocenas son reorientadas según direcciones NE y dan sinclinales alojados en los semigrabens.

Según Malod y Didon (1.975) y Malod y Mougenot (1.979) durante el Cuaternario medio y superior continua la deformación conforme al esquema anterior. Los movimientos diapíricos también son activos ya que se observan los reflectores superiores afectados con fallas producidas por el levantamiento del diapiro.

Sin embargo, el acortamiento no está claro. Las líneas sísmicas muestran evidentes rasgos distensivos durante todo el periodo neotectónico y es difícil interpretar fenómenos de acortamiento.

Los datos geofísicos gravimétricos (Roberts, 1.970) muestran una anomalía positiva alargada en dirección NE, en la prolongación del valle del Guadalquivir hacia el SO. Es difícil explicar esta anomalía con los sedimentos superficiales ya que un fuerte espesor daría un mínimo. Por tanto, dicha anomalía podría deberse a una irregularidad más profunda, quizás una elevación del Moho que implicaría una discontinuidad de importante consecuencias tanto en la estructuración NE-SO observable en superficie, como en la generación de sismos.

En el Estrecho de Gibraltar es más difícil establecer una secuencia de las deformaciones neotectónicas debido al escaso recubrimiento

de materiales cuaternarios y neógenos. Sin embargo existe una cartografía detallada (publicada por SECEG-SNED-IEO, 1.990) que proporciona una red de fracturación compleja con direcciones bastante dispersas.

En resumen, se puede afirmar la existencia de una importante actividad neotectónica en el Estrecho de Gibraltar de edad pliocena e incluso cuaternaria. La existencia de movimientos tectónicos ha sido uno de los principales factores invocados para explicar la apertura del Estrecho de Gibraltar como una comunicación entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, al menos desde el Mioceno terminal-Plioceno inferior.

La actividad neotectónica la llevan a cabo tres familias de fracturas pleistocenas con direcciones ENE-OSO, NO-SE y N-S.

La familia con dirección ENE-OSO es la más frecuente. en la parte occidental del Estrecho condiciona la presencia de sedimentos neógenos y Cuaternarios, por tanto en este sector (entre Barbate y punta Camarinal) la edad de su último movimiento podría ser pliocena o cuaternaria. Por otra parte se ha observado la presencia de pliegues que siguen esta dirección afectando a la serie cuaternaria.

La familia con orientación NO-SE condiciona también la presencia de los sedimentos neógenos y cuaternarios en el sector oriental (entre Tarifa y Gibraltar) por lo que se les puede asignar la misma edad (piocena o cuaternaria).

La familia N-S es bastante frecuente pero las fallas son poco continuas. Se encuentran en general cortando a las dos familias de fallas anteriores, en especial en el sector oriental. Si bien en la parte central controlan la depresión neógeno-cuaternaria de Tarifa, cuya edad sería, por tanto, también pliocuaternaria.

3.4.4.6. Cantábrico-Galicia.

El margen atlántico es morfológicamente irregular y complejo. El sector situado al Oeste de Galicia tiene una estrecha plataforma (30 km), que da paso a una amplia y profunda cuenca con orientación N-S, 100 km de longitud y unos 3-4 km de profundidad (Cuenca Interior Gallega). La plataforma cantábrica presenta una anchura similar a la anterior y aparece atravesada por cañones submarinos (Avilés, Lastres, Llanes, Santander ...) que se dirigen hacia la cuenca del Golfo de Vizcaya donde se alcanzan profundidades de 3,5 a 5 km.

Se diferencian hasta 7 formaciones sedimentarias desde el Jurásico superior a la actualidad, separadas por discordancias. Estas formaciones responden a la creación y evolución de un rift de margen pasivo con varios pulsos de distensión máxima (Murillas et al., 1990). Presentan buen desarrollo hacia los bordes de la corteza continental adelgazada (Cuenca Interior Gallega o Banco Le Danois). (fig. 3.4.4.-IV).

Durante el Jurásico superior se instalan plataformas carbonatadas (fase de prerift) que evolucionan durante la fase de rift del Cretácico a ambientes más profundos con turbiditas y facies pelágicas (Boillot y Malod, 1988). Esta profundización se hace especialmente patente en el Cretácico superior, donde llegan a aparecer rocas volcánicas básicas que evidencian el fuerte adelgazamiento cortical. (Lamboy y Dupeuble, 1975).

Sigue un depósito calcáreo correspondiente al Paleoceno-Eoceno, interrumpido por la principal fase tectónica del Eoceno medio-superior (fase Pirenaica), que genera una discordancia distingible en los perfiles sísmicos. Otra discordancia posterior separa el Oligoceno del Neógeno-Cuaternario y sería el reflejo de la actuación de una fase posterior (Castellana?). Con ella se genera la plataforma continental, cuyo borde corresponde en la parte occidental gallega a una falla de esa época (Boillot et al., 1973).

El Neógeno se inicia con un Mioceno inferior transgresivo progradente sobre la plataforma de carácter nerítico poco profundo. Esta unidad neógena abarcaría por tanto los materiales del periodo neotectónico considerado. La unidad neógena está afectada por fallas normales y desgarres asociados sistemáticamente a los cañones submarenos.

Los materiales cuaternarios son progradantes sobre la plataforma. Esta plataforma experimenta diversos retoques erosivos debido a las transgresiones-regresiones ocasionadas por las glaciaciones cuaternarias.

Rasgos Neotectónicos.

Los rasgos neotectónicos de este margen atlántico son escasos en comparación con el resto de la plataforma española. Globalmente la deformación disminuye desde la zona próxima a los Pirineos hacia Santander y Asturias y vuelve a aumentar ligeramente en Galicia.

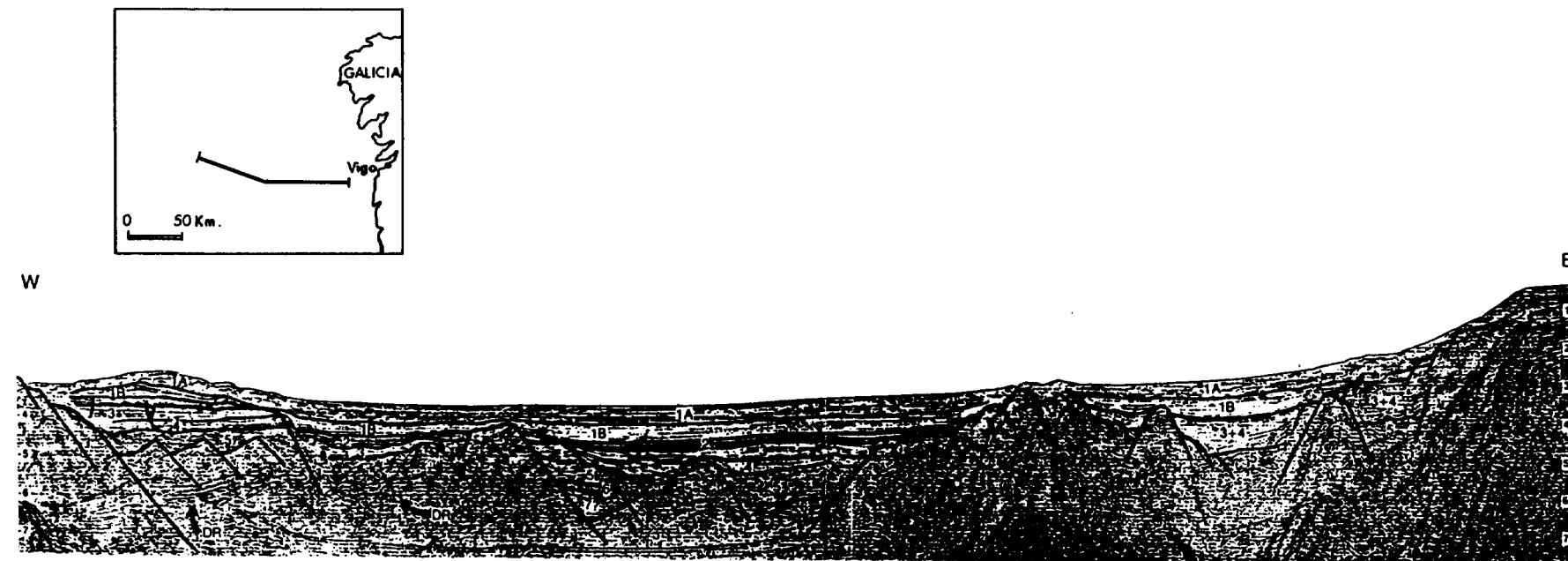


Fig. 3.4.4- IV. Linea sigma al Oeste de Galicia. 1A: Miocene-actualidad; 1B: Eocene Superior-Oligoceno; 2: Senoniente-Eocene superior; 3: Albiense-Cenomaniente; 4: Hauteriniense-Aptiense; 5: Valanginiense; 6: Titoniense-Berriasiense; 7: Oxfordense-Kimmeridgiense; DR= refractores profundos. Escala vertical en segundos (TD). (Murillas et al., 1.990).

El contexto cinemático parece no haber variado durante toda la época neotectónica produciendo la reactivación de algunas fallas antiguas, que habrían funcionado de manera similar a como lo hicieron durante la etapa inicial de lifting, con fallas NE y NO direccionales y fallas normales aproximadamente paralelas a la costa (o al borde de la plataforma). La edad de estas deformaciones neotectónicas es imprecisa debido a la indefinición de los reflectores sísmicos más modernos.

Los sedimentos cuaternarios aparecen prácticamente horizontales y sólo se observan deformaciones locales (en forma de deslizamientos) próximas a los escarpes topográficos del talud y de los cañones submarinos. De cualquier forma, la persistencia en el tiempo de estos rasgos topográficos controlados por fallas antiguas podría evidenciar una cierta actividad. Por otro lado, la sísmica de alta resolución realizada en el plataforma occidental gallega (Rey y Díaz del Río, 1987 y Rey, 1990) no ha detectado ninguna deformación en los sedimentos holocenos.

Al Norte del País Vasco existen fallas y pliegues afectando al Plioceno. Las primeras presentan una orientación NO-SE, N-S Y NE-SO. Las fallas NO-SE son normales o direccionales dextras, como las de los cañones de Cap bretón, San Sebastián o la del Norte de Bilbao. Las fallas N-S y NE-SO son normales, como las de Cap bretón. (Lamboy, 1976).

Las fallas que afectan al Mioceno superior se extienden por todo el Cantábrico y básicamente siguen el mismo esquema que las pliocenas, con fallas aproximadamente E-O, que delimitan pequeños surcos y umbrales, junto con otras NO-SE y N-S con una importante componente dextral. Por otro lado, los cañones submarinos como los de Lastres o Gijón vienen a coincidir con una última familia de fracturas de dirección NE-SO y de carácter mixto normal-direccional (Boillot *et al.*, 1973).

En el mapa correspondiente también se han representado otras fallas que funcionaron activamente en fases alpinas anteriores (Eoceno y Oligoceno), algunas de las cuales han podido rejugarse en el periodo neotectónico.

En el Cantábrico occidental y al oeste de Galicia, Lamboy y Dupeuble, (1.975) diferencian sólo una única unidad sedimentaria por encima del último reflector importante, correspondiente a la discordancia de la fase Pirenaica. Por tanto, las estructuras que afectan a esa unidad pueden corresponder tanto al periodo neotectónico como a fases anteriores, como la del Oligoceno, y por ello se han interpretado como de posible actividad en la época neotectónica. Son antiguas fallas reactivadas como desgarres (NO o NE) (cañones de La Coruña o El

Ferrol), o como fallas normales (E-O) al Norte de La Coruña o (N-S) frente a la costa de Pontevedra.

La información acerca de los movimientos verticales en la época neotectónica proviene del análisis de las superficies de erosión marinas y del espesor de sedimentos. La plataforma continental debió constituir una amplia superficie de erosión subaérea en el Oligoceno. Posteriormente, la transgresión del Mioceno inundó esa superficie (Rey y Díaz del Río, 1.987). Su elevación y evolución posterior dió lugar a las diferentes raras marinas (cuya implicación neotectónica ya fue comentada en el apartado referente a la Cordillera Cantábrica y Galicia).

La distribución de espesores de los sedimentos neógenos indican posibles zonas subsidentes o, más raramente, de elevación durante el Mioceno superior. La mayor subsidencia se presenta al Noroeste de la Coruña, con más de 300 m de espesor, lugar que puede considerarse como un depocentro complejo condicionado por el juego mixto de fallas normales, con dirección E-O, junto con otras posiblemente direccionales, oblicuas y peor definidas (NE-SO?).

Paralelamente a la línea de costa frente a las Rías Bajas se encuentra un eje de máximo espesor de sedimentos, claramente condicionado por las fallas normales N-S. Finalmente hay que destacar la presencia de otro surco (ESE-ONO) situado al Norte de Gijón, resultante de la actuación de fallas normales E-O junto con otro que coincide con otra fractura de orientación NO.SE.

3.4.5. Islas Canarias.

La mayor parte de este archipiélago corresponde a volcanitas emitidas durante el periodo neotectónico considerado, con excepción de los complejos basales de La Palma, Gomera y Fuerteventura y de la base de la primera serie de emisiones basálticas, que comienzan en el Mioceno medio en Tenerife, Gomera, Gran Canaria y Lanzarote e incluso en el Mioceno inferior en Fuerteventura.

El resto de las series emitidas (I a VI) equivalentes entre sí para las diferentes islas, presentan también una marcada heterocronía que imposibilita su representación cartográfica de acuerdo con una leyenda cronológica "normal" (Ancochea y Hernán, inédito). Por ello, en el mapa de síntesis (escala 1:1.000.000), objeto de esta Memoria, se ha optado por su no diferenciación, estableciendo exclusivamente tres unidades: sedimentos (fundamentalmente pliocenos y cuaternarios), volcanitas holocenas y volcanitas anteriores al Holoceno.

Los aspectos geodinámicos y evolutivos de este archipiélago ya han sido tratados en los capítulos dedicados al marco geodinámico y al volcanismo, respectivamente, y en este caso solo cabe señalar la escasez de datos referentes a estructuras tectónicas locales y deducidos de estudios de la geología de superficie.

Con excepción de la isla de Gran Canaria, las líneas de fracturas establecidas en las islas restantes corresponden a las diferentes alineaciones de las emisiones volcánicas, que en algunos casos (Hierro, Tenerife y La Palma) han llegado a crear auténticas "dorsales" o crestas, que marcan los rasgos principales del relieve, así como el contorno o forma de dichas islas.

Las direcciones predominantes de dichas alineaciones volcánicas son: ENE-OSO a NNE-SSO y ONO-ESE. La primera de ellas fue designada, por Hernández-Pacheco e Ibarrola (1973) como directriz africana, en tanto que la segunda lo fue como atlántica, dado el paralelismo de dichas direcciones con la falla del Atlas del Sur y con las fallas transformantes del Atlántico, respectivamente.

Excepto en la Gomera, donde las últimas manifestaciones volcánicas se produjeron hace 5 M.A., en el resto de las islas y hasta la actualidad, ha tenido lugar un solape continuo de los procesos erosivos y de los procesos constructivos o de creación de relieve mediante el apilamiento de sucesivas emisiones. Dicha circunstancia ha debido de enmascarar posibles rasgos estructurales resultantes de la tectónica regional y no estrictamente ligados a la tectónica gravitacional propia de cada edificio (calderas de colapso, grandes deslizamientos, etc.).

Por el momento, solo en Gran Canaria se conocen algunas fracturas que parecen haberse originado con cierta independencia de los procesos volcánicos y en respuesta a un posible campo de esfuerzos regional. (ITGE, en edición), tal como se verá a continuación.

Rasgos neotectónicos

En relación con las alineaciones volcánicas mencionadas se han representado diversas flechas indicadoras de una extensión uniaxial perpendicular a las mismas, utilizando los colores azul y rojo correspondientes a las edades: Plioceno y Cuaternario respectivamente. No obstante hay que tener en cuenta que se desconoce la situación tensional durante las emisiones, en torno a dichas fracturas, las cuales bien podrían no corresponder a grietas o fallas tensionales puras, tal como se han representado, y haber tenido cierto carácter transtensivo o transpresivo.

Con excepción de La Gomera, el resto de las islas presentan diversos indicadores de levantamiento durante el periodo neotectónico, proceso que puede ser una continuación del ascenso de los diferentes bloques corticales del archipiélago desde el Paleógeno hasta la actualidad, tal como atestiguan la presencia de sedimentos de carácter turbidítico y lavas almohadilladas a más de mil metros sobre el nivel del mar (Isla de La Palma). Considerando elevaciones de los diferentes bloques corticales, de 4 a 6 km, según diversas fallas inversas, Araña y Ortiz (1986) han llegado a evaluar un acortamiento, en dirección aproximada E-O y para el conjunto del archipiélago de unos 40 km durante los últimos 30 m.a., lo cual equivale a unas tasas de movimiento horizontal de 0,2 cm/año y de elevación de 0,02 cm/año.

Independiente de estos ensayos de valoración de los movimientos horizontales y verticales de la corteza, Lietz y Schmincke (1975) realizaron un análisis de las transgresiones y regresiones acaecidas en Gran Canaria, donde en el intervalo comprendido entre -9.6 y -2m.a. se han detectado hasta 4 transgresiones y regresiones marinas. Dichos autores concluyen que estas oscilaciones del nivel del mar tienen un condicionante principal en el eustatismo resultante de la glaciación y deglaciación del continente antártico durante el Plioceno. En tanto que la componente isostática o tectónica no puede ser evaluada mientras no existan más datos sobre las edades de depósitos marinos, hoy situados sobre el nivel del mar, en las diferentes islas del Atlántico ubicadas en distintos ámbitos tectónicos, no podemos llegar a discriminar las componentes eustáticas y tectónicas en cada lugar.

En cualquier caso, se han consignado para las diferentes islas del archipiélago diversas áreas elevadas durante el Plioceno y Cuaternario, teniendo en cuenta la presencia de antiguos acantilados marinos, playas y depósitos marinos, que aparecen elevados y separados en relación con la línea de costa actual. Llama la atención que dichos datos de elevación son especialmente abundantes en el caso de Tenerife, con importante actividad volcánica cuaternaria y reciente, ocurriendo lo contrario en el caso de La Gomera, donde no se han detectado rasgos morfológicos análogos a los existentes en las demás islas e indicadores de posibles levantamientos recientes, de origen tectónico.

En el caso de Gran Canaria se han representado dos fallas principales, una de las cuales, con dirección E-O, produce un salto vertical en la terraza de Las Palmas de hasta 50 m. La otra se sitúa en el centro de la isla, presenta una dirección submeridiana y podría estar relacionada o haber inducido el colapso y gran deslizamiento de parte del complejo Roque Nublo hacia el Sur de la isla (García Cacho y Anguita, in litt.).

Por otro lado gran parte de esta misma isla (principalmente en su sector central y noroccidental) presenta una familia de diaclasas sistemáticas de gran longitud, que giran progresivamente desde la dirección N0-SE (centro de la isla) a la N10° al Oeste, en el ángulo noroccidental (Anguita, García Cacho y Moreno, inédito) y que deben tener un indudable significado estructural y geodinámico, todavía por explicar. Este diaclasado afecta por lo menos al conjunto de volcanitas del Complejo Roque Nublo y a las unidades anteriores.

Aunque no se han representado en el mapa objeto de esta Memoria conviene mencionar también otras dos formas interpretadas como grandes deslizamientos (Ancochea y Hernán, inédito, entre otros), localizadas en Tenerife. Se trata de los valles de la Orotava y de Guimar (N y SE de la isla), los cuales tuvieron que producirse antes de la emisión de las coladas de la serie 4 que tapizan su fondo y por tanto durante el Plioceno.

También hay que mencionar la red de triangulación geodésica establecida en la isla de Tenerife (Vieira *et al.*, 1986) con objeto de observar posibles deformaciones en relación con el Teide y la cámara magmática subyacente. Dicha infraestructura constituye sin duda una experiencia pionera en España para tratar de cuantificar movimientos actuales, aunque en este caso no sean de origen estrictamente tectónico.

En las zonas sumergidas se han representado tres supuestos accidentes corticales, deducidos de las variaciones en el espesor de la corteza (Bossard y Macfarlare, 1970) y de la distribución de la sismicidad, tal como se verá en el capítulo dedicado a esta última. No existen sin embargo otros datos geofísicos (p.e. sismica de reflexión) que permitan comprobar su existencia y nivel de actividad durante el periodo neotectónico.

En resumen e independientemente del intrínseco carácter neotectónico de este archipiélago, por el momento se conocen muy pocos datos de carácter estrictamente neotectónico, lo cual ha debido contribuir en parte al hecho de que todavía no se haya elaborado un esquema geodinámico, sobre el origen y la evolución de estas islas, con aceptación general.