

SISMOTECTONICA DE LA REGION
BETICAS-MAR DE ALBORAN.

FRANCISCO VIDAL SANCHEZ

OBSERVATORIO UNIVERSITARIO DE CARTUJA
FACULTAD DE CIENCIAS (SECCION DE FISICAS)
UNIVERSIDAD DE GRANADA

1986

SISMOTECTONICA DE LA REGION
BETICAS-MAR DE ALBORAN.

FRANCISCO VIDAL SANCHEZ

Memoria presentada para
optar al grado de Doctor
en Ciencias Fisicas.

Director:

F. de Miguel Martinez.

OBSERVATORIO UNIVERSITARIO DE CARTUJA
FACULTAD DE CIENCIAS (SECCION DE FISICAS)

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1986

A mis padres,
esposa e hijos.

Esta tesis doctoral fué leída en la Facultad de Ciencias (Universidad de Granada) el día 28 de Octubre de 1986 ante el tribunal constituido por los doctores:

PRESIDENTE:

Dr. D. Luis Esteban Carrasco.

VOCALES:

Dr. D. Pedro Cartujo Estebanez.

Dr. D. Gonzalo Payo Subiza.

Dr. D. José Antonio Canas Torres.

SECRETARIO:

Dr. D. Carlos Sanz de Galdeano Equiza.

quienes calificaron dicho trabajo como:

Apto "Cum Laude", por unanimidad.

AGRADECIMIENTOS

AGRADECIMIENTOS

Todo trabajo que conlleve un gran número de datos es posible gracias a un gran número de personas. Por ello quiero expresar mi agradecimiento:

- al personal de los Observatorios de la Red Sísmica Nacional su ayuda a mi labor en dichos centros, especialmente a los Observatorios de Toledo, Málaga, Almería y Alicante y al Instituto y Observatorio de la Marina de San Fernando (estaciones SFS y ALR),

- al personal de Sismología del Instituto Geográfico Nacional, por su ayuda, facilitándome los registros de las estaciones GUD, LGR, EHCR, ENIJ, EVAL, EPLA, ACU, EALH, AFC.

- al personal del Servicio Geológico del M.C.P.U., por el envío de registros de las estaciones VIB, CEN y QUE,

- al personal de la Confederación Hidrográfica del Sur, por los registros de la estación BEZ,

- al personal del Observatorio de Cartuja por la ayuda recibida con los registros de la Red Sísmica de la Universidad de Granada (estaciones PHE, APN, LOJ, SMO, TEJ, CRT-1 y CRT-2),

- a los Observatorios de las Universidades de Porto, Coimbra y Lisboa y al Servicio Meteorológico y Geofísico de Portugal,

- a las estaciones marroquies, argelinas, francesas y algunas estaciones de otros países, por el envío de registros y datos.

Expreso mi reconocimiento a Fernando de Miguel, Director de esta Tesis, por su constante ayuda y apoyo,

- a Luis Esteban Carrasco, que me inició en el tema y alentó en todo momento mis trabajos,

- a Gerardo Alguacil por sus agudos comentarios, su labor de desarrollo de la Red Sísmica de la Universidad de Granada, sin la cual parte de esta Tesis no podría haberse realizado, y por su constante apoyo,

- a José María Guirao por su inestimable ayuda con los programas utilizados en esta Tesis y por sus breves pero excelentes comentarios.

- a Gonzalo Payo y a José Antonio Canas, por sus valiosos comentarios y apoyo,

- a Carlos Sanz de Galdeano y a José Antonio Peña, por sus múltiples comentarios e información geológica y tectónica de las Béticas,

- a Víctor García Dueñas por sus comentarios críticos sobre estructura y geodinámica de las Béticas,

- a Gabriel del Castillo y Vicente Medrano del Servicio de Protección Civil de la Junta de Andalucía por su estímulo en la realización de este trabajo,

- a Karmele, mi mujer, por su constante apoyo, aliento y paciencia, sin los cuales hubiese sido imposible realizar esta Tesis. Asimismo, quiero agradecer a mis hijos el permitirme robarles parte del tiempo que les correspondía.

- a José Manuel López, por su colaboración en el mecanografiado del original y confección de figuras.

- a numerosos colegas extranjeros por el envío de documentación y/o comentarios, cuyos trabajos han contribuido a la realización de esta Tesis: L.T. Long, N.L. Grimison, C. Douglas, F. Klein, G. Pavlis, R. Herrmann, C. Lomnitz, R.L. Lilwal, S.A. Guinn, etc.

Quiero agradecer a las instituciones que han contribuido con su apoyo o ayuda a la realización de esta Tesis: La Universidad de Granada, el Instituto Geográfico Nacional, la Comisión Asesora Científica y Técnica (proyectos 4116/79 y 3184/83), el Servicio Geológico del M.O.P.U., la Consejería de Gobernación de la Junta de Andalucía (convenios específicos 1 y 2), el C.S.E.M., etc...

INDICE

INDICE

Evolución Geodinámica de las Béticas	1
Resumen estructural de las Béticas	28
Resumen estructural del Mar de Alborán	62
Evolución tectónica de las Béticas	76
Fracturación de las Béticas	92
Análisis de sismicidad histórica	109
Magnitud	180
Relación magnitud-frecuencia	193
Sismicidad espacial de la región Béticas-Alborán	207
Mecanismos focales de terremotos de la región Béticas-Alborán	316
Conclusiones	410
Referencias	415

INTRODUCCION

INTRODUCCION

La sismotectónica de las Béticas y Mar de Alborán a sido estudiada por diversos autores como parte de un contexto más general, por lo que se ha tendido siempre a justificar su actuación en función de los modelos establecidos para zonas colindantes.

La complejidad de esta región requiere un estudio detallado desde diversos campos (geológicos, geofísicos, sismológicos, etc.) y un análisis multidisciplinar previo a incluirlo en su modelado geodinámico.

El trabajo más detallado de la sismotectónica de esta región lo efectuó Hatzfeld (1978) en su tesis doctoral. Hizo una meritoria recopilación de datos geofísicos y geológicos del área y un buen estudio de la estructura del Mar de Alborán. Pero al estudiar la actividad sísmica a partir de las redes existentes entonces en Marruecos y España y unas estaciones que situó durante dos años en los bordes del Mar de Alborán se encontró con un periodo de muy baja actividad. Tampoco pudo calcular mecanismos focales de terremotos del área con magnitud un poco alta, de los que sacar consecuencias de la tectónica regional. Este trabajo fué el punto de partida de esta tesis doctoral que se inició en 1979.

Se ha dado una especial importancia a la calidad de los datos, recogiendo personalmente en las estaciones los datos necesarios para las localizaciones hipocentrales y cálculo de mecanismos focales.

Se ha modificado un programa estándar de localización (HYPOINVERSE) de forma que se adaptase a las características de los datos y diseñado un programa de cálculo de mecanismos que permitiera funcionar con un número de datos limitado, para determinar el conjunto de soluciones compatibles con los datos admitiendo un número de errores.

Se ha revisado la sismicidad histórica de la región a partir de informes originales de forma que permitiera valorar la actividad de la zona en un periodo lo más extenso y de la forma más uniforme posible. Se han valorado en la escala MSK los terremotos de I-VIII desde 1400-1985 para las Béticas, trazando los mapas de isosistas en aquellos terremotos en que ha sido posible.

Se ha contado con los datos de una red local de alta

amplificación, la Red Sísmica de la Universidad de Granada, que ha permitido valorar de una forma más precisa las características sismotectónicas del área de mayor actividad de las Béticas, la Cuenca de Granada y áreas adyacentes.

Y por último con el conjunto de datos sísmicos, tanto de sismicidad como de mecanismos, se ha intentado una correlación con los lineamientos observados, la geomorfología y la tectónica conocida de la región.

A lo largo de este estudio se han obtenido resultados que han mostrado la distribución epicentral e hipocentral de los sismos y su relación con fracturas conexas, mecanismos actuantes, tanto para terremotos como para microterremotos, características que se resumen en las conclusiones.

Esta memoria de tesis se ha desarrollado de la siguiente forma:

En el capítulo I se ha reunido la información más relevante ligada a la evolución geodinámica de la región Béticas-Alborán, los modelos expuestos y su relación con las características geofísicas, sísmicas y geológicas.

En el capítulo II y III se han resumido las características estructurales de las Béticas y Mar de Alborán, desde datos geológicos, geofísicos y sismológicos.

En el capítulo IV se hace una revisión de la evolución tectónica de las Béticas para tener en cuenta toda esa copiosa información a la hora de analizar las características sismotectónicas de la región.

En el capítulo V se han recogido todas las fracturas más importantes de las Béticas, las cartografiadas, otras nuevas desde datos de campo, foto satélite, geomorfológicas, etc...para su posterior análisis sísmico y tectónico.

En el capítulo VI se ha efectuado una relación de terremotos históricos que pretende ser completa para Io>VIII,(MSK) y que ha sido evaluada con un criterio uniforme. Se ha tenido especial cuidado en analizar los efectos achacables a las condiciones del terreno (geológicas, hidrogeológicas, morfológicas, etc).

En el capítulo VII se ha revaluado la magnitud con el máximo de estaciones posibles, una vez efectuada la relocalización, para los terremotos del área de trabajo. Se ha valorado la magnitud a partir de la duración de los microterremotos de la Depresión de Granada, indicando sus problemas y limitaciones.

En el capítulo VIII se estudió la relación magnitud frecuencia, calculando el parámetro b tanto de la región Béticas como de la Cuenca de Granada, y también el de algunas series sísmicas.

El capítulo IX está dedicado a la localización de terremotos y a las características de la distribución espacial de la sismicidad. Se describen de forma pormenorizada los programas de localización para sismos con datos regionales y datos locales. Se analizan los resultados obtenidos de sismicidad de los mayores sismos de este siglo, terremotos $m > 5.0$ periodo 1912-1961, terremotos $m > 4.0$ periodo 1962-1985 y se examina de forma especial el parámetro profundidad. De forma idéntica se han calculado los parámetros focales de unos 2700 microterremotos de las Béticas Centrales periodo 1983-1986 confirmando la información aportada por los sismos relativamente mayores. Toda esta información relativa a sismos de profundidad intermedia se ha revisado a partir de unas técnicas independientes del modelo de tierra y del programa de ordenador. Así mismo se han analizado algunas series sísmicas ocurridas en el área.

El capítulo X está dedicado a la obtención y discusión de los esfuerzos actuantes en la región a partir de los mecanismos focales. Se describe el programa de ordenador utilizado para su cálculo. Se hace una revisión detallada de los mecanismos de sismos relevantes del área calculados por otros autores y a los nuevos determinados en este trabajo. Se han calculado los mecanismos de microterremotos de las Béticas Centrales y con especial detalle los mecanismos conjuntos de los periodos de mayor actividad en zonas muy concretas. Se ha sectorizado la región y correlacionado los cálculos de mecanismos de sismos individuales con los sistemas de fracturas conocidas por Neotectónica y por delimitación de la sismicidad espacial.

De todo ello se han sacado un conjunto de conclusiones, algunas de tipo metodológico. Al final se resumen las conclusiones más importantes.

CAPITULO I

EVOLUCION GEODINAMICA

DE LAS BÉTICAS - MAR DE

ALBORAN

CAPITULO I

EVOLUCION GEODINAMICA DE LAS BETICAS - MAR DE ALBORAN

MODELOS GEODINAMICOS Y MOVIMIENTOS RELATIVOS.

La evolución de las Béticas-Mar de Alborán debe encuadrarse dentro de los movimientos relativos entre las grandes placas Europea, Africana y Americana.

Ha sido a través del análisis de las anomalías magnéticas y utilizando datos geofísicos, paleogeográficos, estructurales, estratigráficos y geológicos como se ha reconstruido fundamentalmente la evolución de dichas placas desde el Triás.

Para explicar las características geológicas y geofísicas del Mediterráneo, se han propuesto tres tipos de modelos: Los basados en las hipótesis de la tectónica de placas, los que se sirven de una tectónica de extensión y adelgazamiento cortical y los fundados en las hipótesis de una tectónica vertical.

1- La mayoría los autores se han inclinado por la tectónica de placas. Para ellos, como veremos más adelante, el Mediterráneo se habría formado como resultado de la evolución de un pequeño océano (el Tethys) que existió en el Jurásico y Cretáceo Antiguo y que se cerró en el Cretáceo Medio y Eoceno.

Este tipo de modelos hace intervenir generalmente gran número de microplacas y unos movimientos complejos entre ellas, explicables gracias a la gran cantidad de datos geológicos y geofísicos recogidos en este Área. Pero realmente todos estos movimientos están gobernados por la apertura del Atlántico y por el acercamiento Europa - África.

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

2.- Los modelos de extensión y adelgazamiento cortical, con mecanismos de deformación de cizalla pura, no implican movimientos en la horizontal tan grandes como los de la tectónica de placas.

En este tipo de modelos, la existencia de una tectónica esencialmente distensiva crea fracturación, que generalmente facilita los movimientos relativos de pequeñas microplacas (o bloques) y los movimientos verticales.

3- Los modelos de tectónica vertical, en el sentido de las hipótesis propuestas por Belousov (1967), intentan explicar la actual configuración del Mediterráneo como el resultado de movimientos verticales, con procesos íntimamente ligados a estructuras más profundas situadas bajo las zonas deformadas.

Un modelo de este tipo es el de Van Bemmelen (1969, 1972, 1973), que supone un movimiento vertical asociado a diapirismo en el manto, seguido de una oceanización progresiva de corteza continental granítica creando cuencas oceánicas y acompañado de un movimiento orogénico hacia la periferia.

Los modelos que actualmente se están proponiendo sobre la evolución del conjunto Béticas - Alborán - Rif utilizan principalmente las hipótesis de la tectónica de placas, pero en un sentido no tan rígido como en sus formulaciones originales, y empleando algunas de las ideas expresadas en los otros modelos.

Movimientos relativos.

Varios autores intentaron explicar el mecanismo causante de la orogenia alpina en el Mediterráneo y propusieron el movimiento compresivo entre Europa y África (p.e. Argaud, 1916, Hein 1922, Staub 1934).

Reconstrucciones de Laurasia, como p.e. la de Bullard et al (1965), proponen un movimiento de África y Europa siguiendo distintos caminos y haciendo que el ancho mar del Tethys fuese siendo cerrado por ambas placas, causando así la orogenia Alpina.

Otros, para explicar la formación de la cuenca mediterránea y la presencia de corteza oceánica en la misma, optan por una tectónica verticalista, donde los movimientos

Evolucion geodinámica Béticas-Alborán

horizontales que se observan son consecuencias gravitatorias de los movimientos verticales. Van Bemmelen (1969) supone que el movimiento vertical responsable del levantamiento del antiguo Tethys en el Mediterráneo Oeste fué la emersión de la corteza y el manto en el Mioceno Inferior a Medio que desplazó hacia afuera, por resbalamiento gravitatorio, los sedimentos y la parte superior de la corteza y provocó el plegamiento en las zonas internas alpinas, la subsidencia y el empuje contra las zonas externas. Posteriormente se produciría subsidencia en la misma área durante el Mioceno terminal, Plioceno y Cuaternario y la elevación de las zonas previamente subsidentes.

Smith (1971), utilizando datos de anomalías magnéticas para datar el movimiento relativo entre Africa y Europa, supuso que hubo un margen simple entre estas placas y que la forma de este margen cambió porque a veces fragmentos microcontinentales fueron transportados de una placa a la otra. Así, por ejemplo (p.e.), supuso que Córcega y Cerdeña fueron fragmentos arrancados de una parte de Europa y trasladados, girados y yuxtapuestos contra otra parte de Europa. El postuló una decena de microplacas para explicar la evolución del Mediterráneo.

Hsü (1971) con datos de sondeos (JOIDES) y de anomalías magnéticas divide la historia de los movimientos relativos entre Africa y Europa en tres fases:

1) Del Jurásico Medio al Cretácico Medio (de 165 a 80 millones de años (m.a.)) con un movimiento de Africa hacia el E (debido a la apertura del Atlántico Medio).

2) Del Cretáceo Medio al Eoceno Superior (de 80 a 40 m.a.), dicho movimiento fué hacia el Oeste (W), debido a la separación de Europa y América del Norte por la apertura del Atlántico Norte.

3) Del Eoceno Superior al presente (de 40 a 0 m.a.) el movimiento fue primero hacia el E y después hacia el N.

Así Hsü postuló que el movimiento mesozoico de Africa hacia el E originó el geosinclinal alpino y que el movimiento posterior hacia el W y después hacia el N fué el que dió lugar a los movimientos orogénicos en la Europa Occidental (Fig 1-1).

Andrieux et al (1971) y Andrieux y Mattauer (1973) propusieron una tercera placa situada entre Africa y Europa

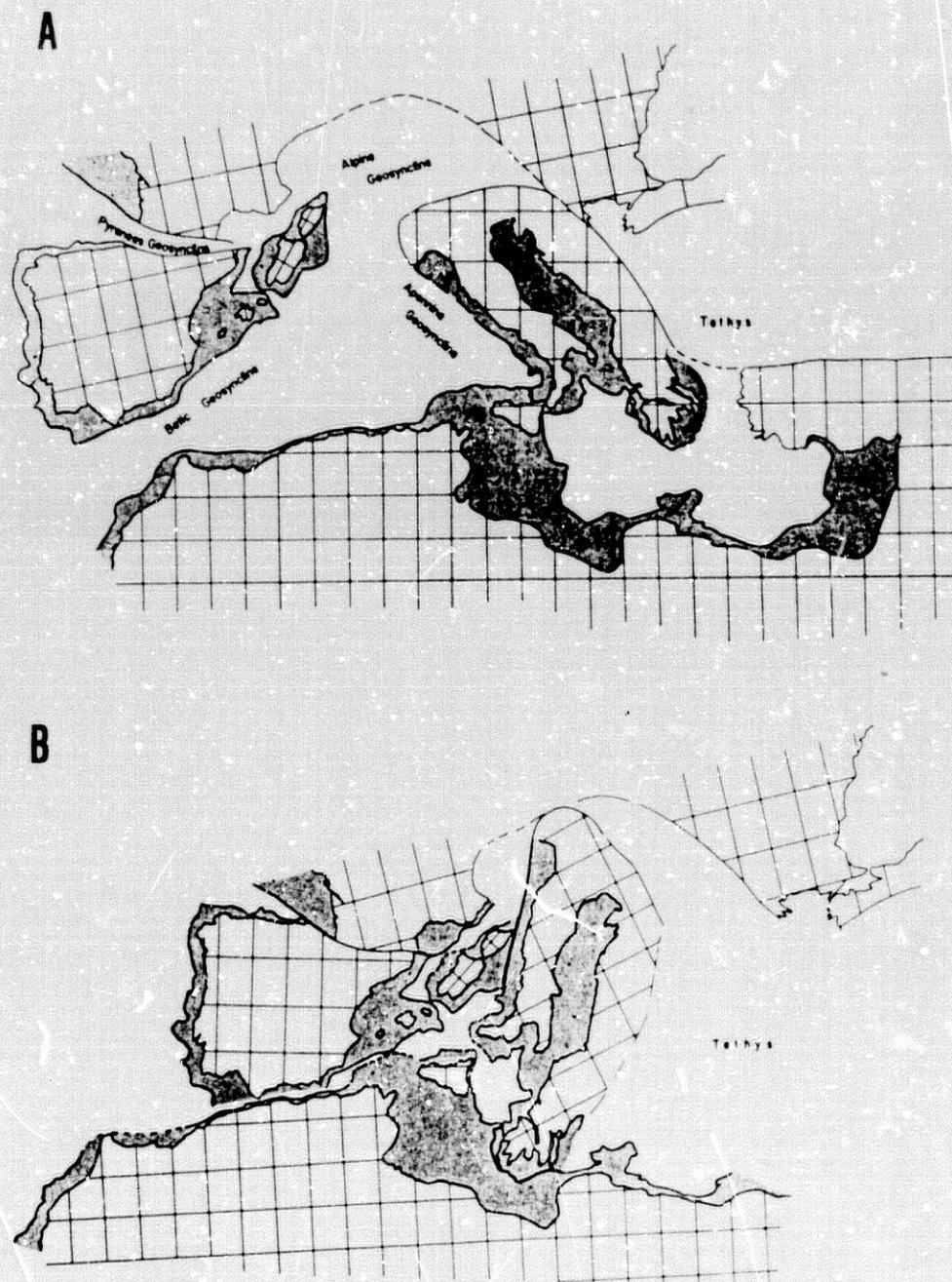


Fig. 1-1. A) Paleogeografía del Jurásico Superior de Europa antes del comienzo del movimiento hacia el Este de África relativo a Europa. B) Paleogeografía del Cretáceo Medio cuando comenzó el movimiento relativo hacia el Oeste de África respecto Europa. (Hsü, 1971).

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

basándose en argumentos estructurales, estratigráficos, metamórficos y de tectónica de placas. Esta hipótesis supone que las Zonas Internas de las Béticas y el Rif formaron, al principio del Mioceno, un bloque rígido (la "subplaca de Alborán"), limitada por el contacto Bética - Subbética al Norte y por el contacto Rif - Kabilia al Sur (sectores de gran movilidad desde el Cretáceo Superior al Mioceno).

Según estos autores, en el movimiento hacia el E de estas tres placas se produjo un retraso en la "subplaca de Alborán", lo que provocó un movimiento relativo hacia el W de ésta respecto a las otras placas (Fig. 1-2). Esto habría provocado el cabalgamiento de la placa de Alborán sobre sus vecinas, con desplazamientos superiores a los 100 Km y el plegamiento intenso de las Zonas Internas. A partir del Mioceno Medio la aproximación entre las grandes placas habría provocado un plegamiento intenso en las Zonas Externas. A partir del Mioceno Superior las dos grandes placas se separarían, creando estructuras distensivas superpuestas a las anteriores.

Fitman y Talwani (1972) obtuvieron un modelo para el Atlántico Norte, que suponía un movimiento sinestrorso entre Europa y Africa para el período entre 180 m.a. y 80 m.a., seguido de un movimiento destrorso hasta 53 m.a. más débil y de un movimiento compresivo que continúa aún.

Para el diseño de su esquema evolutivo utilizaron anomalías magnéticas y zonas de fractura. Las anomalías magnéticas delimitan los ejes de una antigua cadena y de aquí un antiguo margen de placa. Las zonas de fractura son vectores traza que indican la dirección del movimiento relativo de estos márgenes. Ambos modelos, lineamientos paleomagnéticos y zonas de fractura, descubren la geometría de las sucesivas separaciones de las placas.

Las razones de separación entre América del Norte y Eurasia calculadas por dichos autores, son de 5 a 4 cm/a entre 63 y 53 m.a., algo menor de 2 cm/a entre 53 y 9 m.a. y algo mayor de 2 cm/a entre 9 y 0 m.a.

El movimiento entre América del Norte y Africa empezó mucho antes (unos 200 m.a.) pero empezó a ser realmente importante desde hace 180 m.a.. La razón de la separación fue del orden de 4 cm/a. entre 180 y 81 m.a., de 3.4 cm/a. entre 80 y 63 m.a., de 2.4 cm/a entre 63 y 39 m.a., de 2 cm/a entre 38 y 9 m.a. y del orden de 2.8 cm/a entre 9 y 0 m.a.. Estas razones fueron calculadas para movimientos a 35 N entre América y Africa y a 45 N entre América y Europa.

- | -

- || -

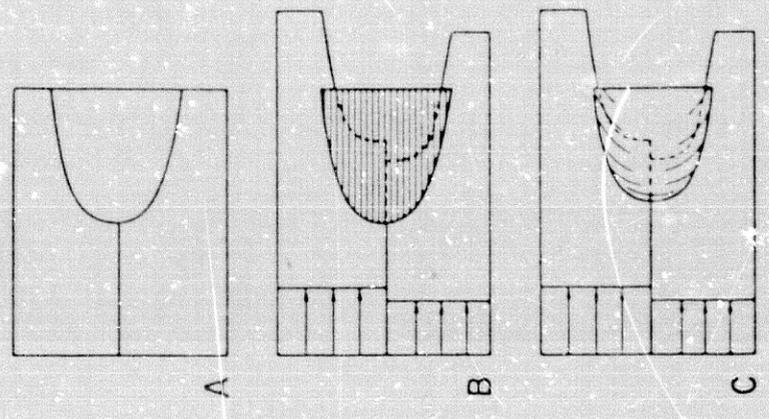
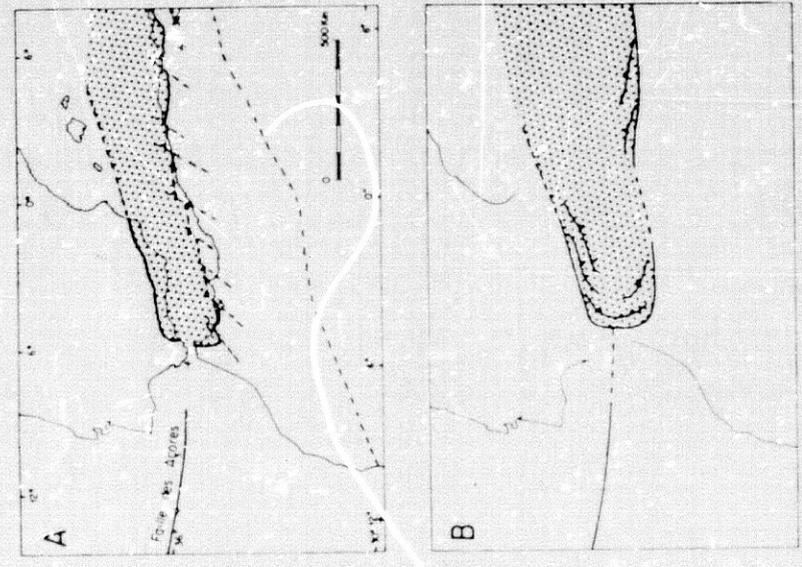


Fig. 1 - 2. 1-A) Forma actual de la subplaca de Alborán. 1-B) Forma probable al comienzo del Mioceno. (Punteado fino: zonas plegadas alpinas. Punteado fuerte: la subplaca de Alborán. II) Modelo geométrico explicativo del Arco de Gibraltar: A) Antes del desplazamiento de placas. B) Recubrimiento de las placas Europea y Africana por la de Alborán. C) El recubrimiento es compensado por el plegamiento de bordes de la subplaca. (Según Andrieux et al, 1971).

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

También comprobaron que el giro sinistrorso de la Península Ibérica debió tener lugar durante el periodo entre el Triásico Superior y el Jurásico Superior.

Dewey et al (1973) utilizaron datos paleomagnéticos, geológicos y petrográficos. Hicieron una reconstrucción de los movimientos simples entre las zonas estables europea y africana, considerando estos movimientos como una suma de movimientos de traslación y rotación.

En forma esquematizada, puede observarse (Fig. 1-3) que el movimiento general en el Mediterráneo Oeste es predominantemente E-W, mientras que hacia el W el movimiento compresivo se incrementa. Las fases que ellos distinguieron fueron las siguientes :

Fase 1 (178 a 148 m.a.): Fase extensiva dirigida hacia SE.

Fase 2 (148 a 80 m.a.): Africa gira en sentido contrario a las agujas del reloj, respecto de Europa.

Fase 3 (80 a 63 m.a.): Africa comienza a moverse hacia el W respecto a Europa, aunque continúa rotando a izquierdas. Existe una componente compresiva en el movimiento Europa-Africa.

Fase 4 (63 a 53 m.a.): La componente de compresión desaparece siendo el movimiento casi enteramente E-W.

Fase 5 (53 a 9 m.a.): Aparece una fuerte componente compresiva N-S y cesa casi todo el movimiento E-W.

Fase 6 (9 m.a. hasta el presente): La dirección del movimiento es predominantemente N-S.

Estos autores, para hacer una reconstrucción de la evolución del Tethys, suponen, aparte de los continentes Africano y Europeo y el bloque de Iberia, la existencia de otros 17 pequeños bloques, para ir dibujando la evolución del conjunto de bloques y la situación de los márgenes de placas. Así, definen a grandes rasgos los movimientos de estas micropalacas que quedan esquematizados en la (Fig 1-4).

Dewey et al (1973) suponen al Mar de Alboran enmarcado entre dos arcos, el Bético, que colisionó con Iberia al final del Burdigaliense (Mioceno Inferior) y el Téliico, que colisionó más tarde, al final del Mioceno (en el Tortoniense) con el N de Africa.

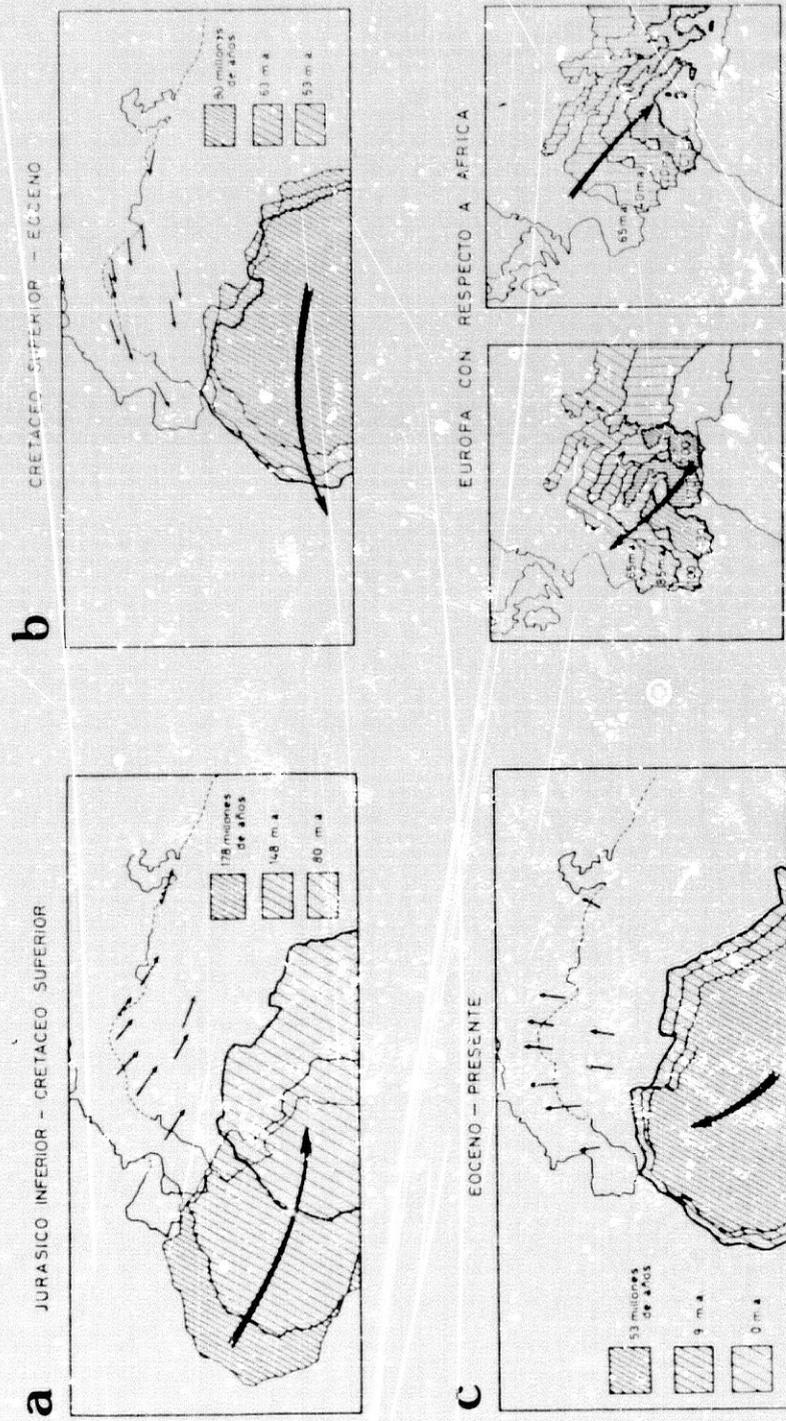
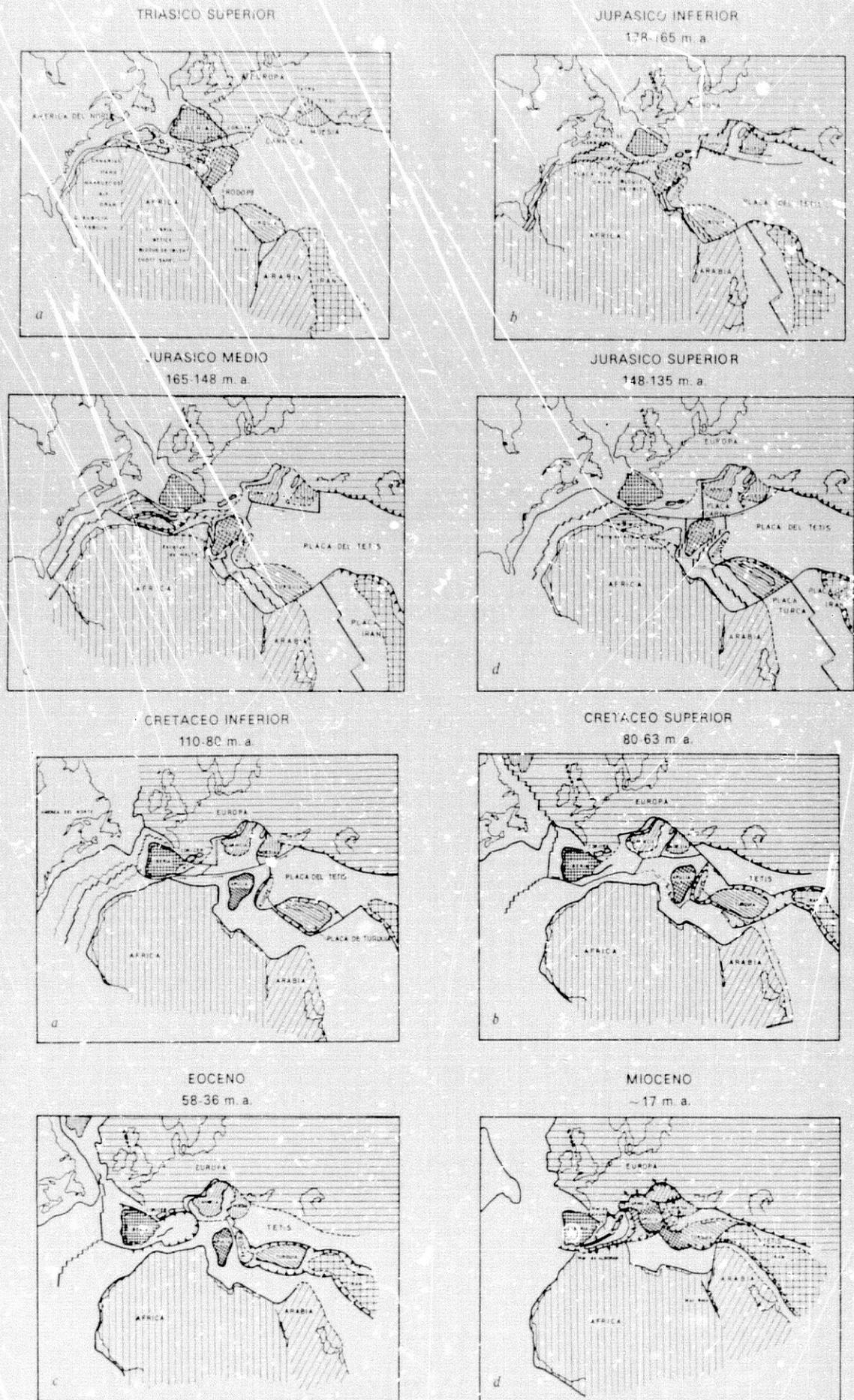


Fig. 1 - 3. Movimiento relativo entre Africa y Eurasia, según Dewey et al (1973).



Evolución geodinámica Béticas-Alborán

Auzende et al (1973) comparten también esta idea de un arco bético-rifeño, pero considerándolo mucho más amplio (Bética-Rif-Kabyliá-Sicilia-Calabria). Ellos valoraron la evolución de las placas Europea y Africana como un movimiento sinestrosorso que progresivamente pasaría a una compresión pura.

El modelo por ellos propuesto implicaba que las zonas internas del cinturón del Mediterráneo SW formaron una vez un solo bloque (la "placa de Alborán" de Andrieux et al, 1971). La placa Africana abarcaría entonces un dominio oceánico de anchura indeterminada (probablemente de unos 500 Km al menos). La colisión de las zonas internas y de la placa africana daría lugar a la creación de una cuenca interarcos (cuenca Norceafricana - Alborán) y al cinturón de sistemas montañosos (el cinturón Norafricano).

El acortamiento entre las placas Europea y Africana tendría lugar probablemente mediante una zona de Benioff buzando hacia el N introduciéndose bajo esta placa del dominio interno (que quedó dislocada), creando una cuenca interarco (por un mecanismo similar al propuesto por Karig (1971) para explicar las cuencas marginales del Pacífico) y haciendo que varios bloques se movieran hacia el SW. Este movimiento se detuvo por el bloqueo del núcleo interno contra África, terminando con el levantamiento de la cadena Norceafricana y la eyección de flysh, que se depositaron en la cuenca oceánica antigua.

Así, la cuenca de Alborán se habría formado como resultado del movimiento hacia el SW de parte de la placa de Alborán (las denominadas Zonas Internas del Rif).

Araña y Vegas (1974) a través de la distribución de vulcanismo calcoalcalino en el área Bética-Rif, suponen las siguientes fases :

a) (Trias - Cretáceo Tardío): La apertura de la parte sur del Atlántico Norte provocó un adelgazamiento de corteza y áreas de fuerte subsidencia entre Iberia y África y la creación de algunas microplacas.

b) (Cretáceo Terminal - Eoceno): Tras la anterior fase distensiva sigue ahora una fase compresiva generada por la apertura de la región norte del Atlántico Norte, que provoca plegamientos en el Rif y las Béticas y empuja hacia el W a las microplacas.

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

c) (Mioceno): Una segunda fase compresiva produjo un gran acortamiento del área ocupada por el Mar de Alborán y el emplazamiento de las unidades alóctonas de Rif y Béticas y una subducción de la placa Africana bajo la Ibérica, de dimensiones laterales limitadas. Este proceso de subducción sería el causante del vulcanismo calcoalcalino y potásico por ellos analizado.

d) (Plioceno-Cuaternario): Una nueva fase distensiva es deducida a partir de las características tectónicas y del vulcanismo basáltico.

Purdy (1975) modifica un poco el modelo evolutivo del Atlántico Norte empleando datos paleomagnéticos de Willians y McKenzie (1971) y Francheteau (1973).

La cronología fijada por los anteriores autores para las distintas fases difiere un poco, pero en realidad todos estos autores coinciden en apreciar tres fases principales: primero un movimiento sinistrorso Europa-Africa (del orden de 1800 Km), después un movimiento dextrorso más débil (del orden de 500 Km) y por último uno compresivo de unos centenares de Km. desde los últimos 50 m.a..

Biju-Duval et al (1976) proponen una evolución, esquematizada en la figura 1-5. Ellos supusieron que el Mediterráneo occidental era una gran cuenca marginal creada por la subducción de Africa del Norte, Sicilia y los Apeninos. La subducción habría comenzado hace unos 45 m.a. y explicaría la presencia de estructuras geológicas antiguas en el área.

Tapponier (1976) aplica al Mediterráneo Occidental el concepto de deformación rígido-plástica (propuesto por Molnar y Tapponier, 1975, para explicar la colisión indo-asiática), oponiéndose al concepto tradicional de placas o bloques rígidos de anteriores autores. Explica la evolución con el concurso de tres placas: la Europea, la Ibérica y la Africana (Fig. 1-6 y 1-7), con un movimiento sinistrorso entre Europa y Africa que fue cambiando de forma gradual a una compresión.

El empleo de datos geológicos, sismotectónicos y de anomalías magnéticas, junto con la revisión de los argumentos cinemáticos de otros autores.

Montenat y Bizon (1976) resumen la evolución geodinámica mio-pliocena en el Mediterráneo Occidental,

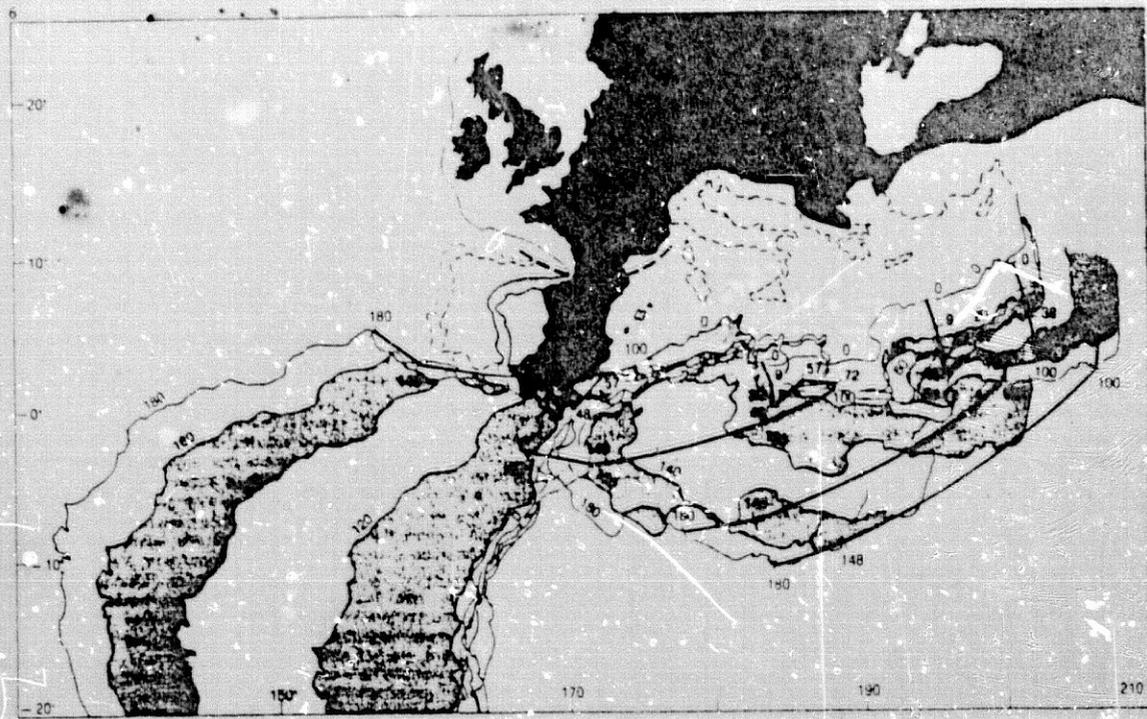


Fig. 1-5. Movimiento de Africa y de Iberia respecto Europa, según Biju Duval et al. (1976)

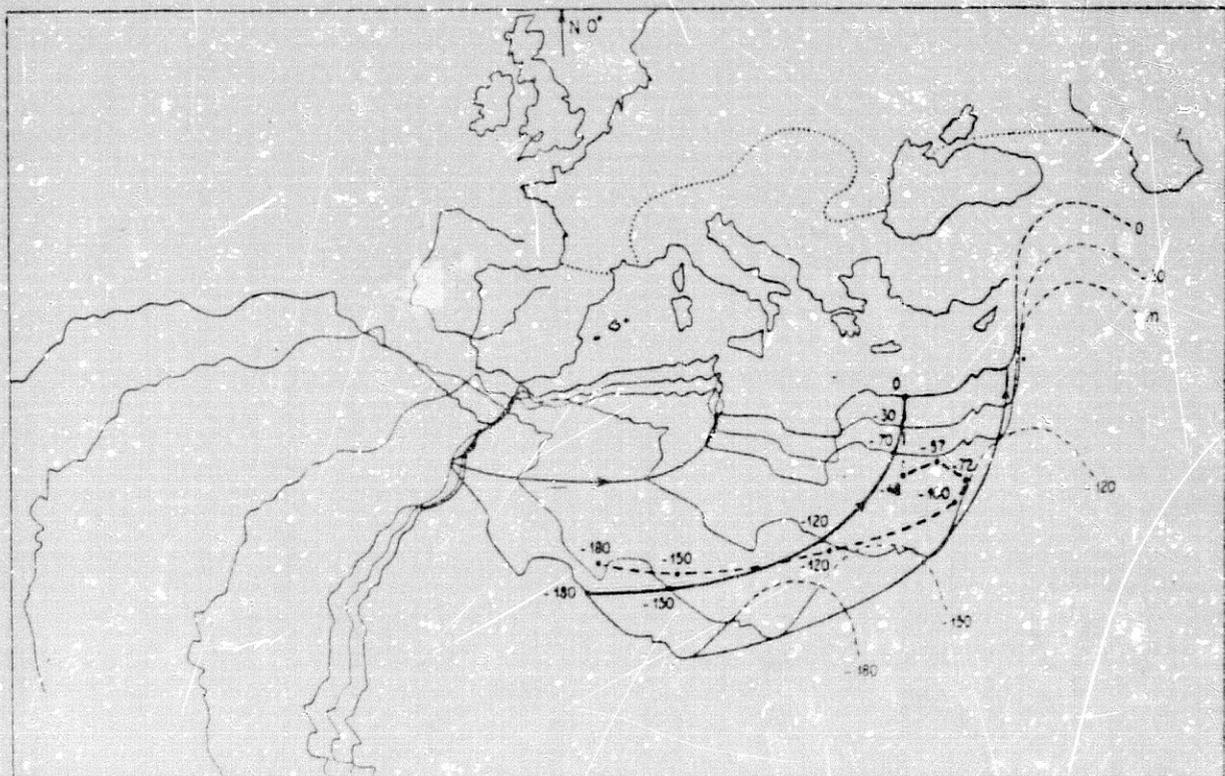
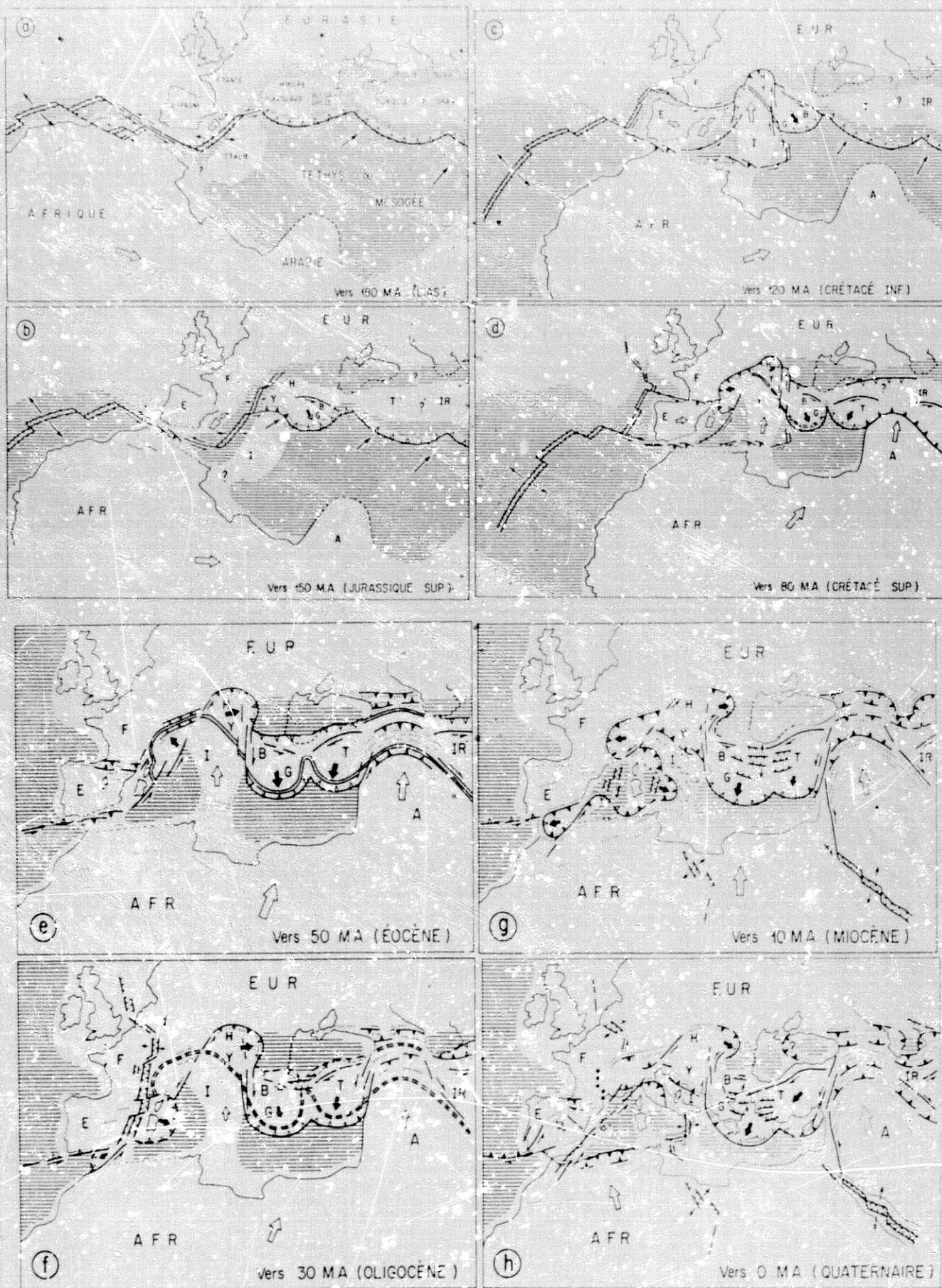


Fig. 1-6. Movimiento de Africa y de Iberia respecto Europa.
Vectores de desplazamiento:
Trazado fijo Tapponnier (1976)
Trazado discontinuo Biju-Duval (1976)



Evolución geodinámica Béticas-Alborán

teniendo en cuenta los datos de la cuenca de Vera, como una fase compresiva intensa en el Mioceno Superior y Medio (fase post - Serravaliense), seguida de una fase distensiva que se prolongó desde el Mioceno Superior (Tortonense) hasta el Pleistoceno, con distintas fases diferenciadas, y por último se manifiesta una nueva fase compresiva desde el Pleistoceno (Cuaternario antiguo).

Van der Linden (1979), a través de las características morfológicas, magnéticas, sísmicas y geológicas, considera que los movimientos seguidos por las tres grandes placas fueron:

- La placa Africana comenzó su separación de América y produjo una amplia zona de cizalla sinistrorsa. En esta zona, miniplacas como la de Iberia, Córcega, Cerdeña e Italia, giraron en sentido contrario a las agujas del reloj, abriendo cuencas entre ellas.

- Durante el Mesozoico, la rotación de Iberia abrió el golfo de Vizcaya y formó las cuencas del Tajo, Horshoe y Seine. Al comienzo del Cretaceo Superior el movimiento entre Africa y Europa cambiaría gradualmente desde E-W (sinistrorso) a una compresión N-S, lo cual provocó el plegamiento orogénico de las Béticas y N de Marruecos y empujó Iberia hacia el N, cerrando el Golfo de Vizcaya.

Banda y Channell (1979) propusieron un modelo de evolución basado en una gran cantidad de datos geofísicos, geológicos y sísmicos. Supusieron que las cuencas del Mediterráneo W se formaron por un proceso de extensión característico de las cuencas marginales, siguiendo el esquema genético propuesto por Karig (1971).

- Durante el Cretáceo la apertura del Atlántico hizo que el fondo del Tethys empezase a subducir bajo las Baleares, Córcega y Cerdeña, debido al cambio producido entre las placas Europea y Africana.

- Hasta el Oligoceno no hubo suficiente Litosfera subducida como para formar las actuales cuencas Ligur y Nor - Balear, quedando las Baleares, Córcega y Cerdeña como arcos remanentes.

- En el Mioceno Inferior y Medio la subducción de la litosfera oceánica remanente entre la placa Europea y Africana originó un nuevo proceso de cuencas marginales, creando las cuencas Sur - Balear y del Tirreno.

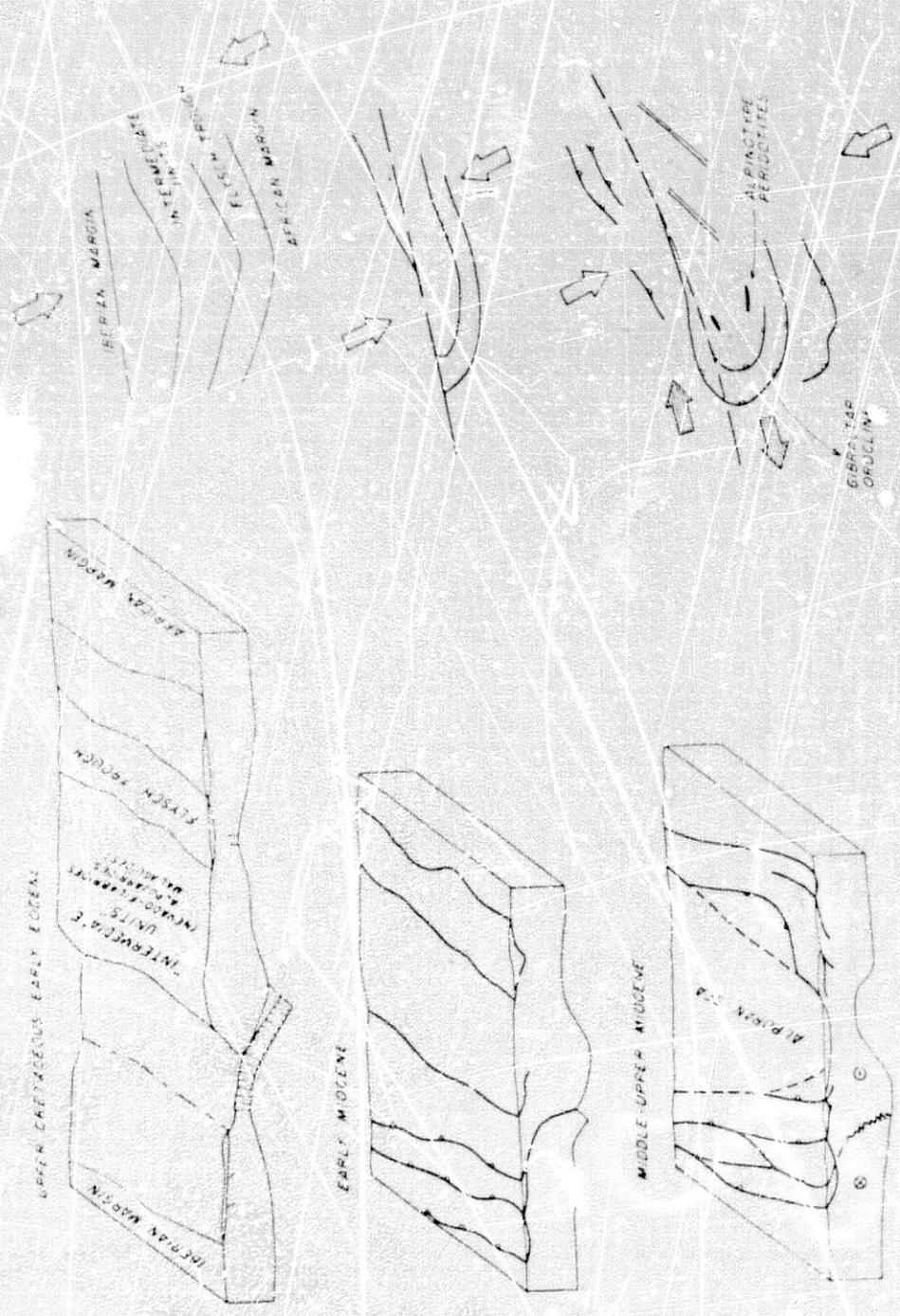


Fig. 1 - 8. Evolución esquemática del dominio bético y de la formación del orocline de Gibraltar, según Vegas y Banda (1982).

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

- Tras la subducción de la corteza oceánica se produjo la colisión entre los dos márgenes continentales, quedando reliquias de la citada subducción repartidas por el Mediterráneo W.

Vegas y Banda (1982) propusieron un modelo evolutivo (Tabla 1-I) basado en una revisión de un amplio conjunto de datos geológicos y geofísicos, distinguiendo tres grandes fases:

1.- (230 - 80 m.a.). Fase distensiva con formación de corteza oceánica en el Atlántico, golfo de Vizcaya y margen Bético.

2.- (80 - 15 m.a.). Fase compresiva entre Africa y Europa que originó los levantamientos alpinos pirenaicos (con movimientos de desgarre a través de una zona transformante) y béticos (por empilamiento de unidades, con una tectónica heredada posiblemente de una subducción limitada entre el Cretácico Inferior y el Terciario).

3.- Una fase post o nealpina neógena, responsable de la formación del Mediterráneo Occidental.

En la figura 1-8 se esquematiza la evolución del dominio Bético entre el Cretáceo Superior y el Mioceno Superior, para explicar la formación del oroclinal de Gibraltar (Vegas y Banda, 1982).

Scandone y Patacca (1984), para el Mediterráneo Occidental y Central, resumen en las siguientes etapas la evolución de la región:

- Creación de "rift" y ruptura del Pangea (Triás a Jurásico Inferior), divergencia de placas y creación de suelo oceánico en el Tethys (Jurásico Medio a Cretáceo Inferior), convergencia de placas y colisión continente - continente (Cretáceo a Eoceno) y una consunción de los márgenes continentales africano y europeo (Eoceno al presente).

Es para esta última etapa donde Scandone y Patacca muestran diferencias con otros modelos, haciendo intervenir las grandes fracturas en su esquema tectónico evolutivo. Distinguen entre las placas "estables" Africana y Europea, las micropalacas de Iberia con las Baleares y Córcega - Cerdeña que pertenecieron a la placa Europea, (el

TABLA 1 - I.

	IBERIAN			PLATE	
	ATLANTIC BORDER	CANTABRO-PYRENEAN BORDER	PLATE INTERIOR	TETHYAN BORDER	
NEOGENE	Continuation of the extensional regime	Welding of Iberia to Europe Morphogenetic phase End of subduction in the Cantabrian margin	Formation of main reliefs (arches and continental basins) Deformation of the aulacogen	U. Miocene "Mediterranean" extensional regime Morphogenetic phase L. Miocene collision and deformation of the margin	
PALEOGENE	Block-faulting in the margin	Right-lateral movement and blocking of convergence in Pyrenees Moderate subduction in the Cantabrian margin	Initiation of deformation of the aulacogen End of extensional regime	Vanishing of the oceanic realm between Iberia and the African border	
UP CRETACEOUS	Volcanic and magmatic events Formation of the Lusitanian margin	Left lateral movement in the Pyrenees Opening of the Bay of Biscay	Generalized transgression		
JURASSIC	Marine invasion extended epicontinental basin	Marine invasion. Linear basin in Pyrenees, transverse Asturian and Vascogetic basins	Lower Cretaceous disturbances	Mature stage of the margin Formation of the Betic margin	
TRIASSIC	Propagating rifting from Central Atlantic Rift sediments	Moderate rifting in old lineament Rift sediments	Downwarping stage in the aulacogen Initiation of rifting in the Iberian aulacogen Rift sediments volcanics	Extension of limited oceanic crust from Tethys Westward extension of Tethys Rift sediments	
UPPER MIDDLE PERMIAN UPPER CARBONIFEROUS	End of basement reactivation (uplift and associated volcanism, and intermontane basins), intense wrench faulting (subcontinental-size lineaments)				

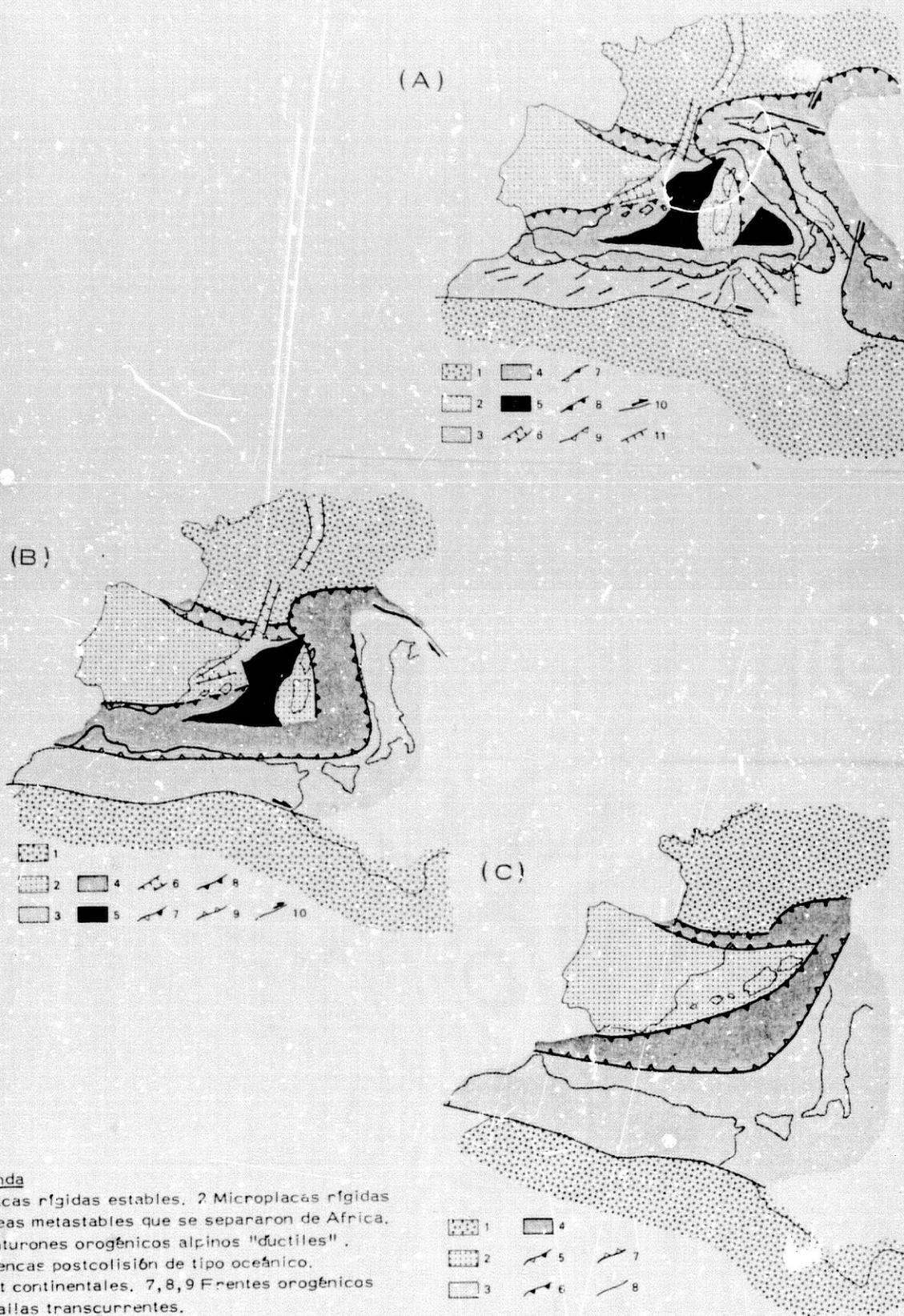


Fig. 1 - 9. a) Esquema estructural de la región del Mediterráneo Central.
 b) Esquema palinspástico de esta región durante el Mioceno Inferior.
 c) Idem durante el Eoceno. (Scandone y Patacca, 1984).

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

Mediterráneo W se habría formado por el giro de Córcega y Cerdeña durante el Oligoceno - Mioceno Inferior), cinturones metaestables que sufrieron desplazamiento respecto a África (Mioceno Medio - Superior) (Fig. 1-9), cinturones orogénicos que habrían sufrido distorsiones dúctiles y desplazamientos dextrorsos de los situados en el N de África respecto a ésta (Mioceno Inferior).

A medida que los datos geofísicos son más abundantes las etapas evolutivas en los distintos autores son más parecidas, no así los distintos procesos geodinámicos argüidos, sobre todo para explicar las etapas más recientes, atendiendo al mayor detalle con que se conocen las regiones analizadas desde el punto de vista geológico y geofísico.

Así, a una escala regional más reducida (Alborán-Béticas o solo Béticas) y especialmente para su evolución neogeno-cuaternaria, los modelos tienen en cuenta no sólo detalles estructurales, paleogeográficos, geológicos, geofísicos, etc., sino también la creación y los movimientos de los principales sistemas de fallas en la región.

En estos modelos, cuatro grandes fallas, la de Jebha y Nekor en Marruecos, la de Crevillente (Cádiz-Alicante) y la del contacto Bética-Subbética en las Béticas, han jugado distintos papeles. Otros grandes accidentes de dirección aproximadamente NE-SW han delimitado grandes bloques o han hecho posible los distintos movimientos planteados en sucesivas hipótesis.

En el modelo de Le Pichon et al (1972) las fallas del Estrecho de Gibraltar, las fracturas marginales de Alborán (prolongación de las fallas de Jebha) y la de cabo Figalo, de direcciones WSW-ENE y NE-SW principalmente (Fig 1-10), evidencian una rotación del conjunto Rif-Alborán respecto a las Béticas alrededor del polo 40 N, 7.4 W, haciendo compatible su modelo con el de la placa de Alborán, la cual se rompería (con el movimiento descrito) hacia el final del episodio tectónico del Mioceno.

Kampschuur y Rondel (1975) consideran la cuenca del arco de Gibraltar gobernada por deformaciones de dirección NW-SE más antigua y otra NE-SW más moderna.

J.C. Vidal (1977) propuso un modelo de placa de Alborán limitada en el Mioceno por las fallas Norbética (accidente Granada-Alicante) y de Jebha, dando una importancia menor a la falla de Nekor, las tres fallas se movieron simultáneamente en el Mioceno Superior

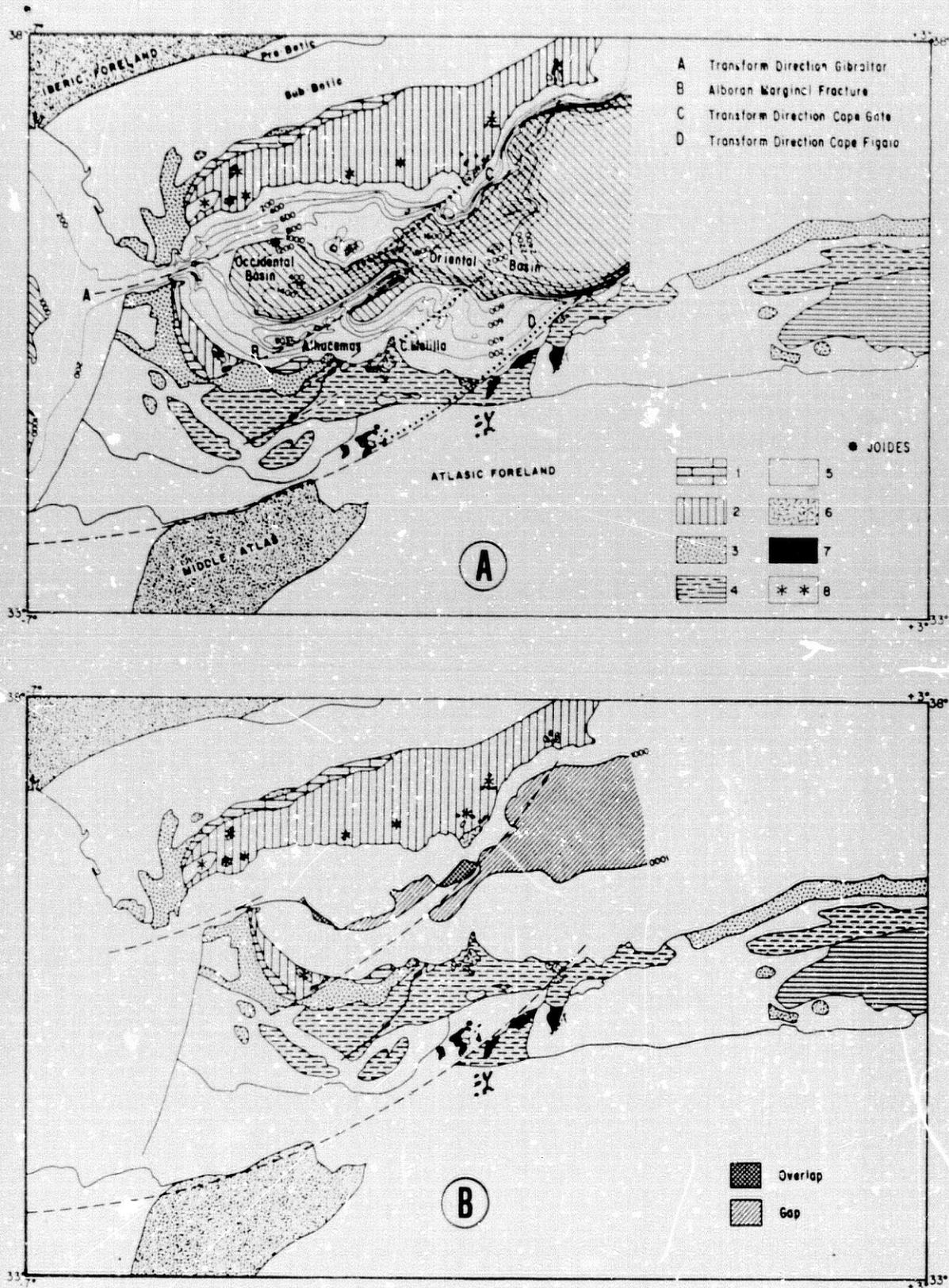


Fig. 1-10. Esquema estructural de las Béticas y batimetría del Mar de Alborán. Principales líneas de transformación (A, B, C, D) alrededor del polo en 40.5N, 7.4W. B) Paleogeografía en el Mioceno Inferior antes de la apertura de la cuenca de Alborán (ocurrída probablemente en el Mioceno Medio), según Le Pichon et al (1972).

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

(Tortonense).

La importancia de las fallas y alineación de cuencas y cadenas en el mar de Alborán, es reconocida por Olivet et al (1972, 1973). Así, se reconocen las direcciones NE-SW y NW-SE como principales líneas de fractura y la relación de estas con la generación de la cuenca de Alborán. La edad de las fracturas y del vulcanismo las suponen del Mioceno Medio y la deformación por compresión del margen marroquí la suponen post-Mioceno.

Durand Delga y Fontboté (1980) estudiaron las características estructurales de las Béticas y Magrébides y su evolución, haciendo especial hincapié en la geodinámica compatible con dichas características estructurales. Entre las placas Europea y Africana ellos distinguen un espacio intermedio con un gran accidente (el de Paul Fallot), separando el dominio bético - magrèbide del corso - sardo - apeninos . En el lado W de este gran accidente, el Mediterráneo SW, existiría en el Jurásico un margen citra-bético y uno norafricano y un zócalo mesomediterráneo con una cadena calcárea al S de ésta.

En el Cretáceo Superior se instalarían dos surcos, uno en el margen citra-bético y otro en el magrèbide y un plano de subducción entre el dominio Nevado - Filábride y el zócalo meso - mediterráneo.

En el Mioceno continuaría dicha subducción. La "placa de Alborán" sería la parte occidental de una subplaca meso-mediterránea.

Durand Delga (1980) da una gran importancia al accidente Granada - Alicante, a la dorsal de los magrèbides, a los flyschs y al arco de Gibraltar. El accidente Granada - Alicante sería el límite Sur de la placa Europa - Iberia, al menos antes del Mioceno Superior y no a nivel del estrecho de Gibraltar, fosa Pliocena limitada por fracturas de desgarre.

El distingue los siguientes eventos neógenos: Una compresión tectónica mayor seguida de una transgresión general en el Aquitaniense y fases compresivas al fin del Mioceno Inferior y principio del Mioceno Superior y por último la revolución del Plioceno, con formación de cañones submarinos y la apertura del estrecho de Gibraltar

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

Leblanc y Olivier (1984) propusieron un modelo evolutivo del bloque de Alborán, que cambiaría de tamaño con el tiempo en su evolución del Mesozoico al comienzo del Terciario. Así, la apertura del Atlántico causó un movimiento más rápido de África respecto a Europa (movimiento sinistrorso) a través de una falla situada en un lugar no determinado de las zonas internas Béticas - Rif - Kabylías, durante el Jurásico y Cretáceo.

Durante el Eoceno, las placas Africana y Europea se movieron N-S (Biju Duval, 1977) o NNW-SSE (Tapponier 1977).

La colisión Europa-Africa durante el Eoceno y Oligoceno causó cabalgamiento que condujo a una serie de mantos en las zonas internas.

La convergencia N-S hizo que el bloque de Alborán (entre las fallas de Jebha y la de Granada-Alicante (la Norbética)), se moviera hacia el WSW para aliviar estos esfuerzos. Durante el Burdigaliense, el movimiento N-S de África-Europa provocó el empuje de los mantos hacia el N en Europa, hacia el S en África y hacia el W en Gibraltar, debido al movimiento WSW del bloque de Alborán (así la vergencia de mantos en abanico quedaría explicada).

Durante el Mioceno Medio hubo una relativa calma tectónica. Durante el Tortoniense (Mioceno Superior), la renovación de la convergencia N-S hace que un bloque ahora mayor, entre las fallas de Crevillente y Nekor, se ponga en marcha hacia el WSW para parecer finalizado después del Tortoniense. (Fig. 1-11).

Recientemente Makel et al (1984) han analizado los polos paleomagnéticos del Triás para el Subbético y el Maláguide, viendo que son bastante cercanos entre sí pero no lo son con los de Iberia, Europa y África y son bastante cercanos a los polos pérmicos de Marruecos (al N de la falla sudatlásica). Esto implicaría una historia evolutiva distinta para las Béticas respecto de las grandes placas y unas similitudes evolutivas de éstas con el Rif, como ya hemos visto que suponen otros modelos basados en datos estructurales.

Estas conclusiones fortalecen la idea de la "placa de Alborán" y los movimientos de ésta, pero hay que tener en cuenta que zonas con fracturas de desgarre al ser sometidas a esfuerzos compresivos pueden sufrir rotación los bloques entre fallas (según Ron et al, 1984), lo que daría una posición diferente del paleopolo respecto al entorno no

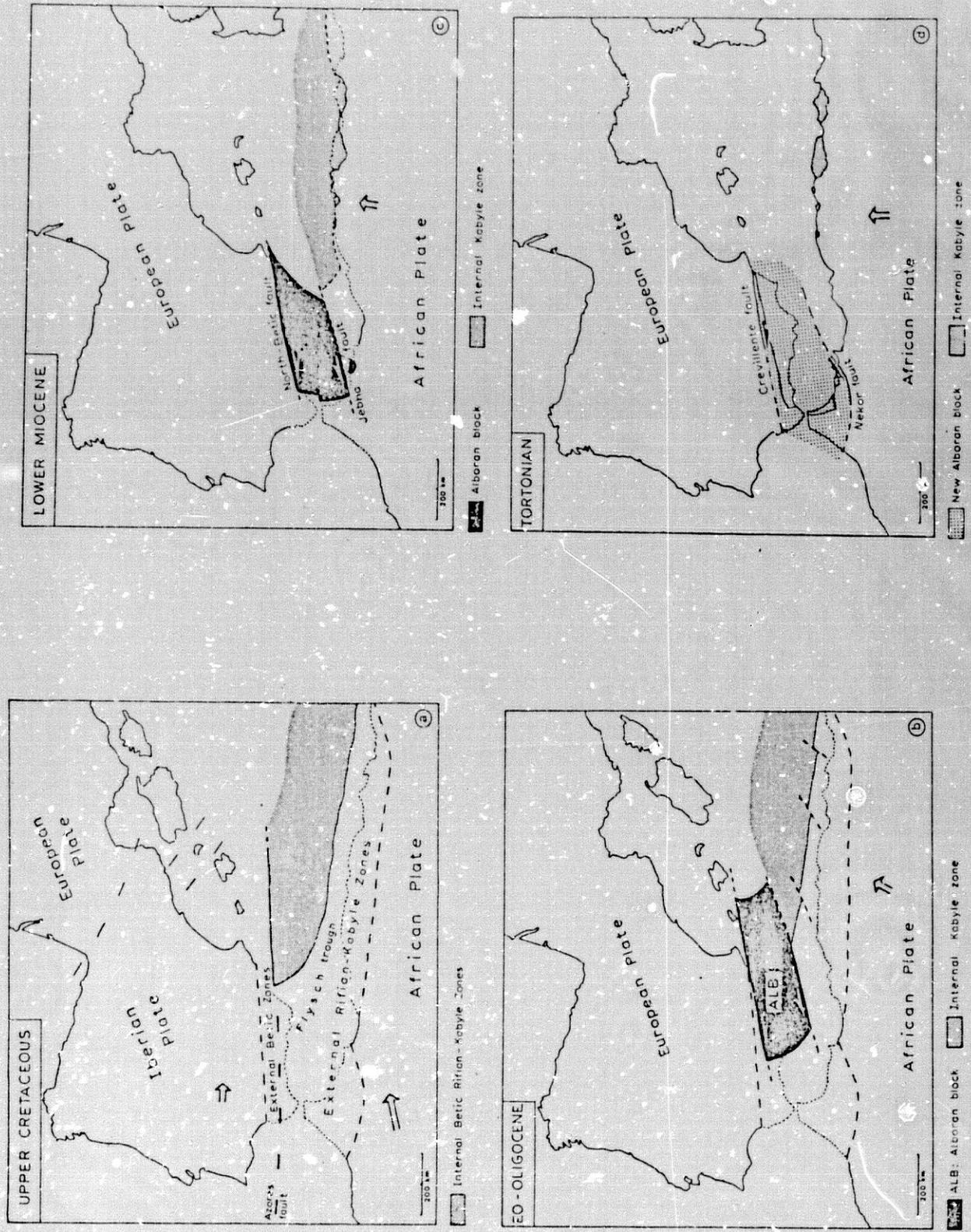


Fig. 1 - 11. Mapa esquemático representando la evolución del Mediterráneo Occidental suponiendo fija la placa europea, según Leblanc y Olivier (1984).

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

fracturado, y por tanto la comparación ha de ser hecha con medidas para el conjunto de las Béticas y Rif, con una comprobación estructural de los posibles giros.

Weijermars (1985) empleando datos estructurales y los resultados sobre los esfuerzos subcorticales determinados por Liu (1983) a partir de datos gravimétricos obtenidos desde satélite para Europa y el Mediterráneo Occidental, infiere la existencia de una célula de convección regional con unas dimensiones de unos 1600 Km. a la altura del mar de Alborán. De ello deduce el siguiente esquema evolutivo dentro de aquellos de tectónica verticalista (Fig. 1-12).

Una surgencia diapírica del manto en la cuenca de Alborán entre 25 y 20 m.a.. Un hinchamiento litosférico posterior que provocó una tectónica extensiva con difusión de mantos y una tectónica neógena donde intervienen los reajustes isostáticos elevando Béticas y Rif y hundiendo el Mar de Alborán (que además subside debido a enfriamiento cortical).

Los modelos geodinámicos del Mediterráneo W expuestos han tenido en cuenta además de datos geológicos y tectónicos otros datos geofísicos y sismológicos.

Así, son realmente importantes los datos de:

- mapas batimétricos (p.e. Auzende et al 1979, Morelli et al 1975),

- estratigráficos profundos (p.e. Morelli et al 1975, Mulder y Perry 1977, Dillon et al 1980),

- volcanismo (p.e. Araña y Vegas 1974, Girod y Girod 1977, Bellon y Brousse 1977, Bellon y Letouzey 1977, Lopez Ruiz y Rodriguez Badiola 1980),

- distribución regional del flujo térmico (Erickson 1970, Erickson et al 1976, Foucher et al 1976, Cermak and Hurtig 1979, Albert-Beltran 1979),

- perfiles y mapas gravimétricos (p.e. Coron 1973, Bonini et al 1973, Morelli et al, 1975, Suriñach y Udias, 1978, Hatzfeld, 1978),

- perfiles y mapas magnéticos (p.e. Bayer et al 1973, Galdeano et al 1973 y Rosignol 1977),

- perfiles sísmicos de reflexión (p.e. Montadert et al 1970, Finneti y Morelli, 1972, 1973, Muder, 1973),

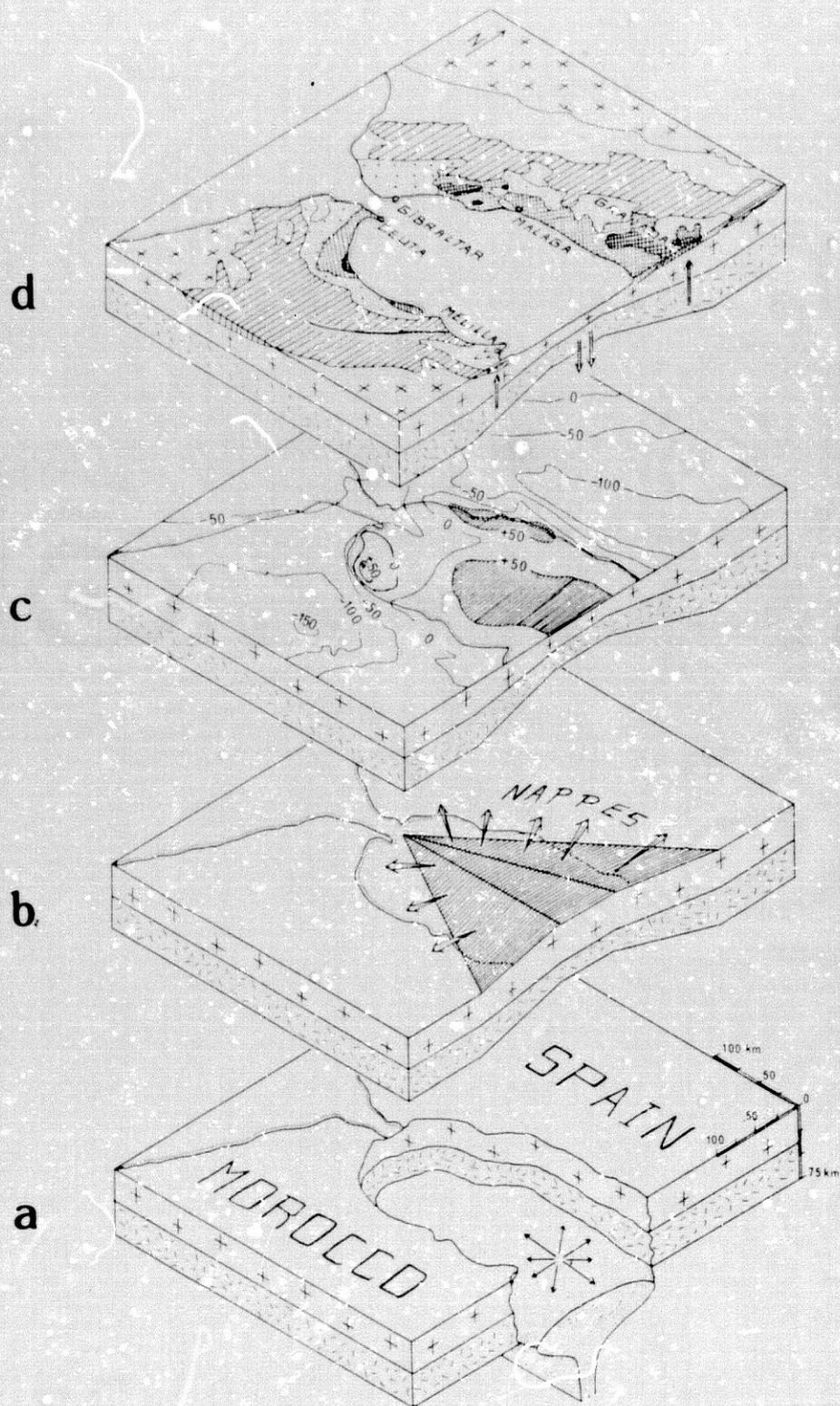


Fig. 1 - 12. Sinopsis de la evolución de Béticas-Rif, según Weijermars (1985). a) Ascenso del manto, ~ 25 M. a. b) Reconstrucción esquemática del total de corteza elevada. c) Anomalías gravimétricas actuales. d) Tectónica neógena. Explicación por rebote isostático debido a los gradientes de gravedad, con movimientos en la dirección de las flechas.

Evolución geodinámica Béticas-Alborán

- perfiles sísmicos profundos de refracción (Kersey 1969, Hinz 1972, Hatzfeld y Boloix 1977, Morelli et al 1977, Hirn et al 1977, W.G.D.S.S. in Alboran Sea 1974, 1977, 1978, Surinach y Udias 1978, Udias y Surinach 1980, Udias et al 1979, Banda et al 1980 a y b, 1981, Banda y Anscrge 1980, Córdoba y Banda 1980, Surinach 1983),

- estructura a través de ondas superficiales (p.e. Payo 1967, 1970, 1972, 1973, Cara y Hatzfeld 1976, Hatzfeld 1978, Marillier 1980, Marillier y Mueller, 1985),

- sismicidad espacial (p.e. Barazangi y Dorma 1969, Karnik 1971, Beuzart 1972, Hatzfeld 1976, 1978, Udias 1982).

- y sismotectónicos (Udias 1967; Udias y López Arroyo 1970, 1972; Udias et al 1976; Ritsema 1967, 1969, 1974, 1975; Ocal 1964; Bangher y Sykes 1969; McKenzie 1970, 1972; Fukao 1973; Hatzfeld et al 1977, Hatzfeld 1978),

que sirven para sostener, constatar o rechazar aspectos de la evolución geodinámica de la región y sobre todo para analizar sus características cinemáticas y dinámicas recientes.

CAPITULO II

RESUMEN ESTRUCTURAL

DE LAS BETICAS.

CAPITULO II

RESUMEN ESTRUCTURAL DE LAS BÉTICAS

INTRODUCCION

Son muy numerosos los geólogos que han estudiado las características estructurales de las Béticas. Para aquellos interesados en una bibliografía de este tema, pueden revisar las detalladas referencias en trabajos recientes como p.e. Egeler y Simon (1969), Kampschuur (1972), Torres Roldan (1979), Julivert et al (1980), Garcia Dueñas (1983) para las Zonas Internas, y a Garcia Dueñas (1967), Foucault (1971), Peyre (1974), Eusnardo (1975), Azéma (1977), Hermes (1977), Bourgois (1978), Comas (1978), Garcia Hernandez et al (1980), Julivert et al (1980), para las Zonas Externas.

CLASIFICACION DE CADENAS

Las cadenas alpinas que bordean el Mediterráneo W, y cuya estructuración se desarrolló en el Cretáceo y en el Terciario, constituyen una serie de segmentos orogénicos que presentan características distintas entre las situadas al Norte y las situadas al Sur de esta gran depresión marina y también una significación muy diversa.

Las cadenas de montañas son conformadas bajo un estilo tectónico, que a su vez es mezcla de distintos estilos estructurales en el espacio y en el tiempo. Hagamos una revisión de los distintos tipos de cadenas para caracterizar las Cordilleras Béticas.

Según el estilo de tectónica regional, desde el punto de vista estructural y evolutivo clásico, las cordilleras pueden clasificarse en intracontinentales y pericontinentales.

Resumen Estructural Béticas.

* Las cordilleras intracontinentales o intracratónicas, desarrolladas dentro de las partes consolidadas de la corteza terrestre, (denominadas "áreas continentales" o "cratone"), se caracterizan por unas deformaciones del zócalo y de la cobertera sedimentaria, siendo frecuentemente esta última poco distinta de las cuencas sedimentarias cercanas. (p.e. las cadenas del Jura).

** Las cordilleras pericontinentales ó pericratónicas, pueden ser de varios tipos:

- Cordilleras marginales de tipo andino, desarrolladas en la periferia de los continentes pero en el interior de sus límites, tienen rasgos comunes con las cordilleras tipo alpino pero de las que difieren p. e. en la ausencia de mantos de corrimiento. Se producen como consecuencia de la subducción de la placa oceánica bajo la continental, cuyo borde deforma (p.e. los Andes).

- Cordilleras costeras de tipo Californiano, correspondientes a la subducción de un mar marginal bloqueado por la colisión con un arco insular, de donde resulta la deformación del margen continental en una cordillera de tipo andino asociada a una cadena costera que comporta un complejo de mantos originados del mar marginal (Aubouin et al, 1984); tenemos p.e. la zona Californiana (en su etapa de deformación pasada, no actual gobernada por la falla de S. Andrés).

Los arcos insulares del tipo Pacífico Oeste o Japonés entran en la categoría de los pericontinentales, pero donde por detrás de la subducción se abre un mar marginal, con fondo oceánico, que separa el arco del continente, donde queda más o menos abortado el desarrollo de la cordillera del tipo andino (Aubouin et al, 1984). Se trata de cordilleras formadas por la subducción de una placa oceánica bajo otra, de la misma naturaleza, cercana a un borde continental.

- Las cordilleras de tipo alpino corresponden a una colisión continente-continente y desarrollan sistemas de mantos (Fig.- 2-1).

Dependiendo del estado de evolución más o menos avanzado, de la colisión continente-continente, las cordilleras alpinas (s.l.) pueden dividirse en :

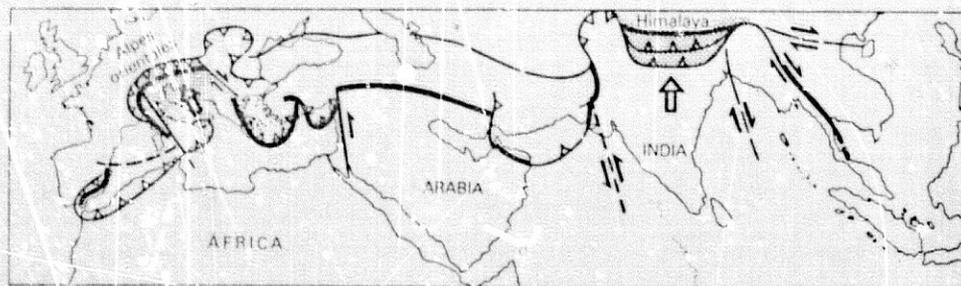


Fig. 2-1. Las cordilleras Alpinas originadas del Tetis, según Aubouin et al (1980).

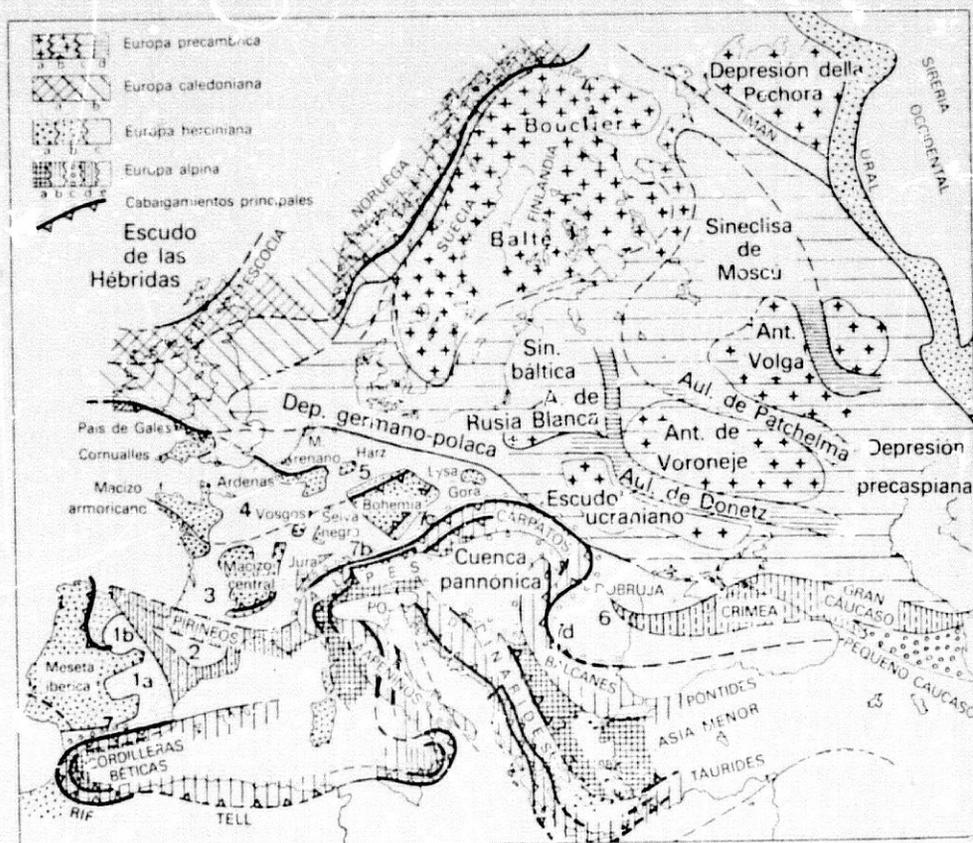


Fig. 2-2. Esquema estructural de la Europa alpina. a) Zonas internas. b) Zonas externas. (Aubouin et al, 1980).

Resumen Estructural Béticas.

= Tipo alpino (s.s.), que corresponden a la colisión pura limitada a la cicatrización de una sutura oceánica (p. e. los Alpes).

= Tipo Himalayo, que corresponden a una hipercolisión y en las que la cicatrización de la sutura oceánica va seguida de cizallamientos horizontales a escala de la litósfera (p.e. el Himalaya).

Desde el punto de vista de la tectónica de placas Dewey y Bird (1970) proponen dos tipos básicos de orogénias: marginal o de borde (térmica) y de colisión (mecánica).

* Las orogénias marginales se producen a consecuencia de la subducción de la litosfera oceánica bajo la continental (el tipo andino antes descrito), o bien bajo otra placa oceánica, a cierta distancia de la costa (p.e. los arcos insulares del Pacífico).

** Las orogénias de colisión, que se producen cuando la parte continental de una placa llega a la zona de subducción situada junto a otro continente o arco insular, y al no poder subducir la corteza debido a su menor densidad, la litosfera interpenetra con el otro continente. La interpenetración es también el factor determinante del escaso volcanismo existente en este tipo de orógenos, puesto que la compresión cierra los posibles conductos magmáticos. El predominio general de los efectos mecánicos sobre los térmicos se refleja en la existencia casi exclusiva de metamorfismo de alta presión.

LAS BÉTICAS DENTRO DEL CONJUNTO ALPINO-MEDITERRANEO

En la configuración actual de las cordilleras, tienen una singular importancia las deformaciones tarditectónicas o neotectónicas que trastocan la simplicidad de la formación de la cadena, y que afectan a las áreas antepais a las que deforman, fracturan y a veces incorporan al edificio de la cadena.

Así pues las Cordilleras Béticas, los Alpes, Cárpatos, Balcanes y Póntides bordean el antepais europeo y son las cadenas alpinas al Norte del Mediterráneo, y el conjunto Rif - Tell - Sicilia - Calabria correspondería a las cadenas alpinas que bordean al antepais continental africano (Fig. 2-2).

Intercaladas a estos dos conjuntos se encuentran las restantes cadenas alpino - mediterráneas: los Apeninos y los Dinárides y Helénides.

Desde el punto de vista geográfico podríamos distinguir tres sectores en el Mediterráneo: el Occidental, el Central y el Oriental.

El Mediterráneo Oriental, ha sido caracterizado por un régimen centrífugo con doble vergencia, Póntides y Taurides, con zonas internas bien representadas, y con zonas externas que casi han desaparecido (Mattauer, 1976).

El Mediterráneo Central, caracterizado por la intercalación dentro del arco alpidico del conjunto italo-dinárico (con simetría centripeta), empalmado por la curvatura periexterna de los Alpes Orientales, y testimoniando una traslación longitudinal generadora de la estructura de los Alpes Orientales.

El Mediterráneo Occidental, caracterizado por un régimen centrífugo con doble vergencia (Béticas - Rif - Tell - Sicilia - Calabria), limitado por sus dos extremos W y E por dos curvaturas periinternas, la de Gibraltar y la de Sicilia - Calabria (Fig. 2-3 y 2-4), con sus zonas externas bien diferenciadas, mientras que las zonas internas del Norte Africano están casi desaparecidas bajo el Mediterráneo.

Con respecto al conjunto Bético - Norafricano, como el del resto de los conjuntos alpinos mediterráneos, se trata de un ensamblaje doble de masas continentales que sigue la regla de las polaridades contrarias, (en este caso centrífugas, ya que sus accidentes tectónicos se dan la espalda a una parte y otra de una región intermedia). Así pues, cada cordillera bordea un antepaís: las Béticas el Ibérico y las Cordilleras Norafricanas el Africano, teniendo doble vergencia.

Esta aparente simetría geométrica no implica una simetría de naturaleza. Si bien las zonas internas de Rif y Béticas tienen continuidad formal, las zonas externas en cambio muestran unas diferencias importantes. En conjunto, las investigaciones más recientes en las Cordilleras Béticas proponen modelos complejos de desplazamientos basados en el análisis cinemático de la traslación de los grandes mantos (p.e. Balanyá y García Dueñas, 1986).

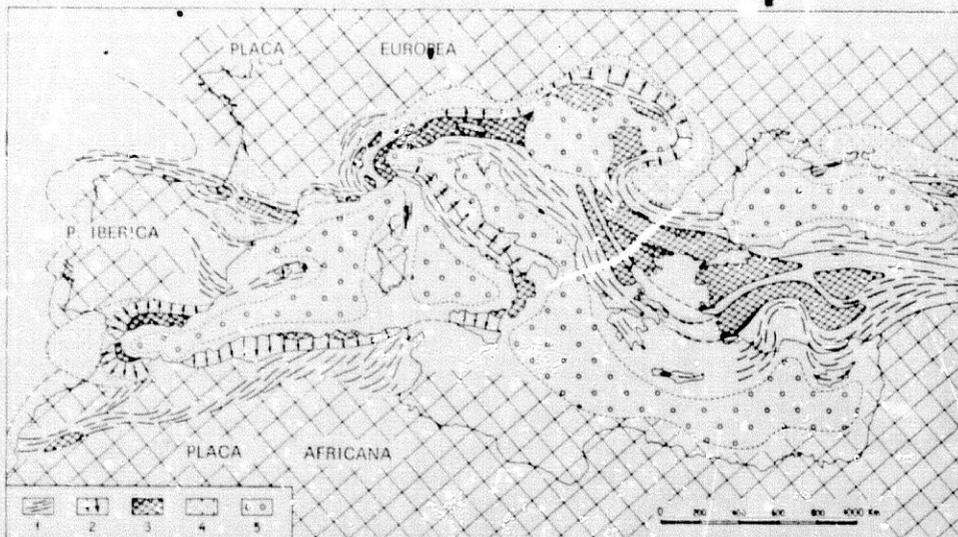


FIGURA 2.3

Esquema de la cadena alpina en el dominio mediterráneo.

1) Disposición de los principales sistemas de pliegues; 2) Mantos de deslizamiento por gravedad; 3) Macizos antiguos (hercínicos o precámbricos) reactivados en la cadena alpina, con zona de metamorfismo alpino (en gris); 4) Cuencas molásicas; 5) Cuencas continentales posttectónicas y cuencas con fondo oceánico del Mediterráneo y del Mar Negro.

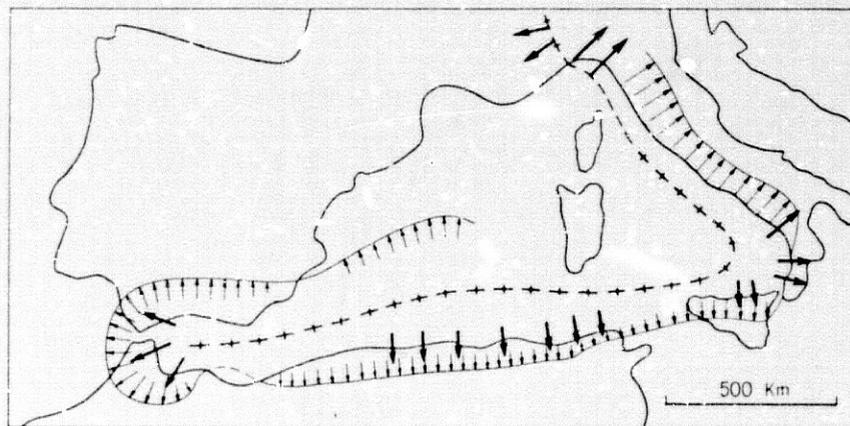


FIGURA 2.4

Disposición de los mantos de deslizamiento del Mediterráneo occidental con indicación del sentido y de la importancia del deslizamiento. Flechas finas: mantos del sureo externo; flechas gruesas: mantos del sureo interno.

LAS CORDILLERAS BÉTICAS. RESUMEN ESTRUCTURAL.

Las cordilleras Béticas muestran una yuxtaposición de dos edificios distintos (Fig. 2-5 y 2-6): al Norte las Zonas Externas (Subbético y Prebético), de tectonogénesis miocena y formadas por depósitos mesozoicos y terciarios sin metamorfismo, y al Sur las Zonas Internas (Bética s.s.), consistente principalmente en materiales paleozoicos y permotriásicos afectados por el metamorfismo alpino y por estructuras de mantos de cobertura que afectan al zócalo (Fig. 2-5 y 2-6).

ZONAS EXTERNAS

La interpretación clásica de la compleja estructura de las zonas externas ha sido explicada como el resultado de un sistema de cabalgamientos. Varios autores han propuesto diferentes formas de desarrollo de tal estructura de mantos, pero el mecanismo global supuesto generalmente es un cabalgamiento hacia el N o NNW, implicando una compresión transversa a los frentes de los mantos (Blumenthal 1927, Staub 1934, Pallot 1948, Durand Delga 1966, García Hernández et al 1980, Durand Delga y Fontboté, 1980).

Sin embargo otros autores discrepan con este modelo (p.e. Seyfried, 1978), sobre todo para la zona oriental. Para ellos las fallas paralelas a los ejes del orógeno, han jugado un papel más importante (Paquet, 1969, 1972; Hermes 1978 a, Olivier 1984, Van der Fliert et al 1980, De Smet 1984 a y b, Leblanc y Olivier 1984) del supuesto en la estructuración característica de las zonas externas.

PREBÉTICO

Se extiende desde las cercanías de Martos (Jaén) hasta el cabo de La Nao (Fig. 2-5), lo forma un conjunto de unidades parautoctonas que se hunden bajo el Subbético y bajo los depósitos tardíos de la antifosa. El límite N del Prebético corresponde a un accidente cabalgante que pasa delante del arco de Alcaraz, sigue al SE de Albacete y alcanza el Mediterráneo entre Gandía y Cullera. En algunos lugares el paso de Prebético a Subbético es transicional, habiéndose definido una unidad intermedia (Fig. 2-5 y 2-6).

En la zona prebética no aflora el zócalo premesozoico. La cobertera comprende terrenos mesozoicos y terciarios

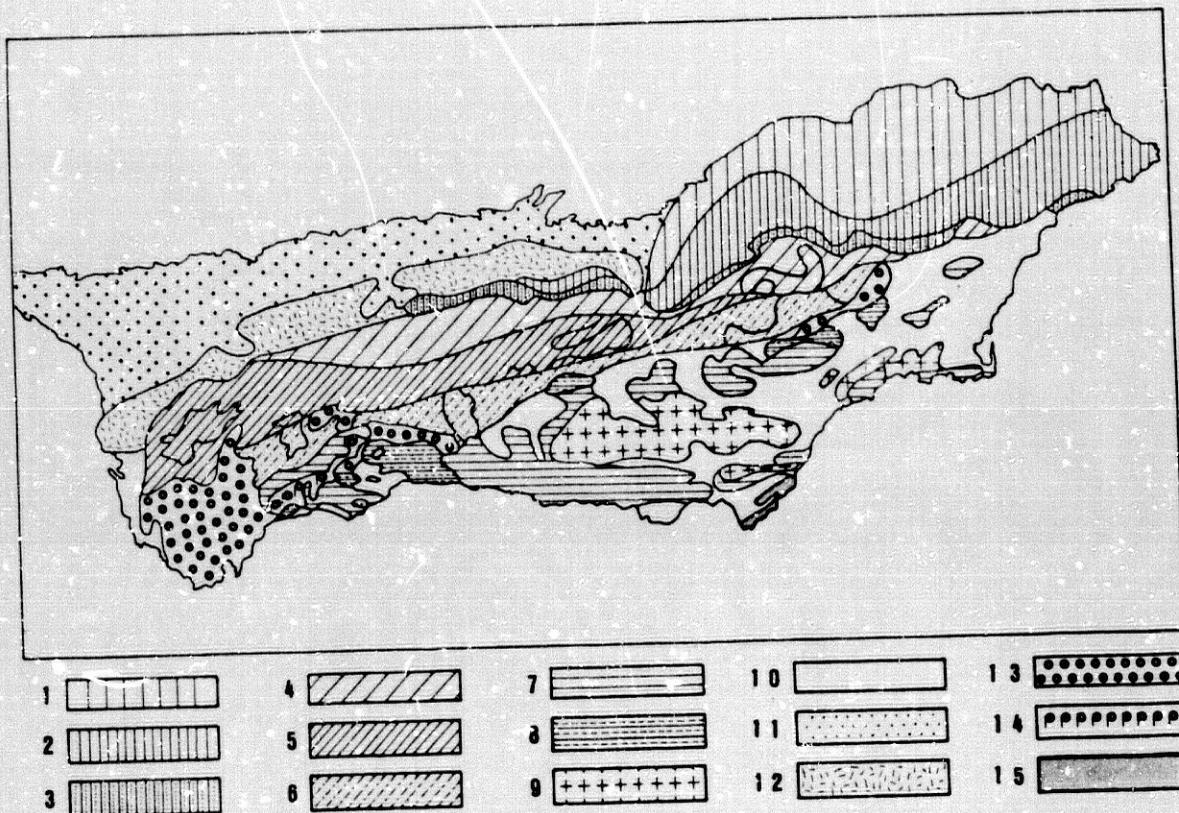


Fig. 2-5. Esquema estructural de las Béticas

1. - Prebético externo.
2. - Prebético interno.
3. - Unidades intermedias.
4. - Subbético externo.
5. - Subbético medio.
6. - Subbético interno.
7. -Alpujarride.
8. - Maláguide.
9. - Nevado Filábride.
10. - Neógeno postectónico y Cuaternario dentro del dominio afectado por la deformación alpina.
11. - Neógeno-Cuaternario de la cuenca del Guadalquivir
12. - Unidades del Guadalquivir.
13. - Unidades de Flyschs del Campo de Gibraltar.
14. - Peridotitas.
15. - Rocas volcánicas

1. - Prebético Externo
2. - " Interno.
3. - Unidades intermedias.
4. - Subbético Externo.
5. - " Medio.
6. - " Interno.
7. - " Ultrainterno y/o Dorsal Bética
8. - Cobertura mesozoica - paleógena de mantos triásicos (Manto de Antequera).
9. - Afloramiento de materiales paleógenos.
10. - Trifas en Zonas Externas (con dominios de facies Keuper).
11. - Nevado Filábride (con metamorfismo).
- 12 y 13. - Alpujarride metamórfico con algunos contactos entre mantos.
14. - Maláguide.
15. - Periodititas de la Serranía de Ronda.
16. - Mioceno medio-superior plegado.
17. - Neógeno postectónico y cuaternario.
18. - Unidades del Guadalquivir.
19. - Unidades de los Flyschs del Campo de Gibraltar (incluida la unidad de Paterna).
20. - Rocas volcánicas (Dacitas y andesitas).

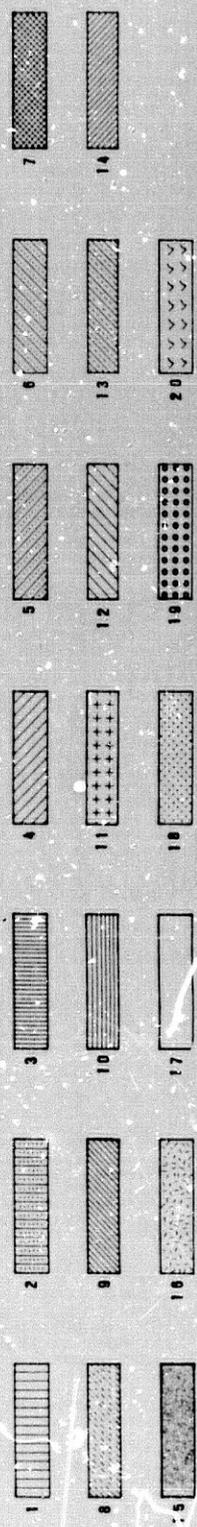
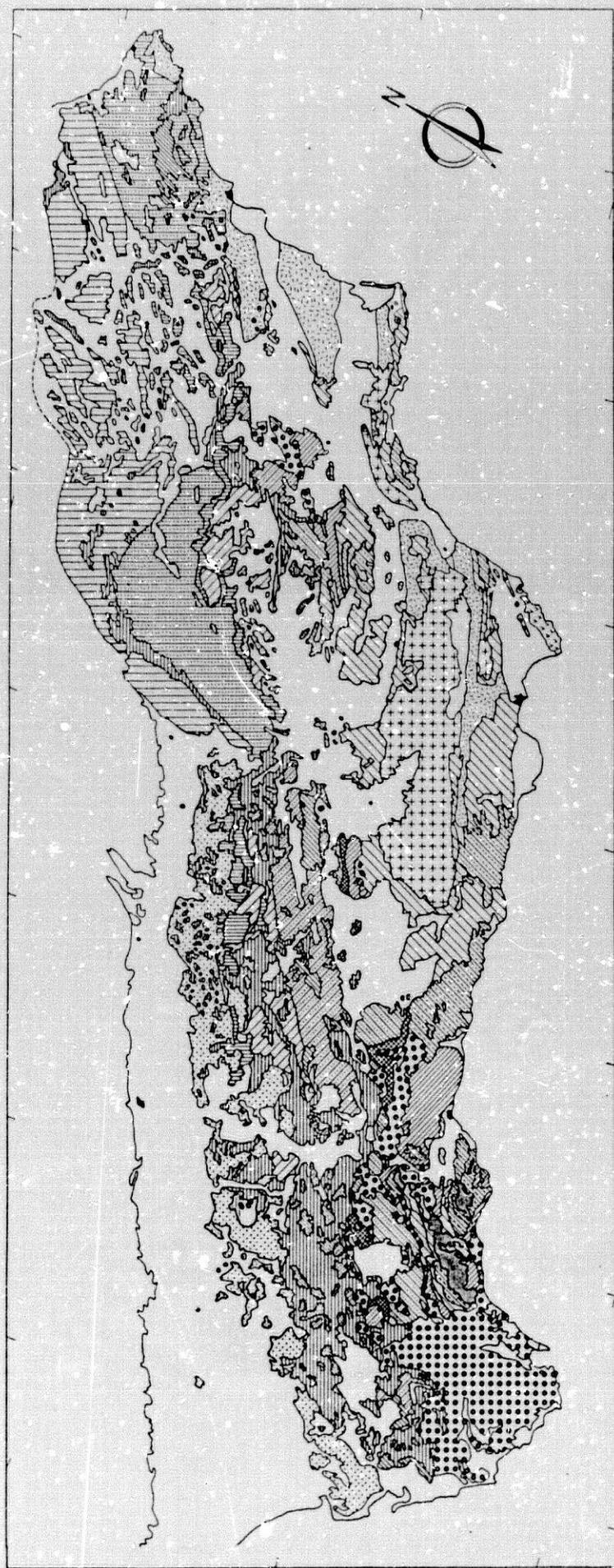


FIG. 2 - 6. UNIDADES TECTONICAS DE LAS BETICAS.

hasta el Mioceno Inferior (o Medio?) inclusive (Fig. 2-7). Las facies son epicontinentales poco profundas que se indentan hacia la meseta con facies continentales. Las series estratigráficas son más completas y más potentes de Norte a Sur.

Estructuralmente, este conjunto está afectado por pliegues y escamas de vergencia N, NNW y NW, desarrollados esencialmente durante el Mioceno Superior.

SUBBÉTICO

Está estructurado en varias unidades alóctonas, constituidas por una cobertera mesozoica y paleógena (Fig. 2-6) que se ha desplazado hacia el Norte y NNW, cabalgando sobre la parte más interna del Prebético y las unidades intermedias.

Está constituido por series marinas más profundas que el Prebético, sobre todo el Subbético Medio, en donde también aparecen rocas volcánicas del Jurásico y Cretácico Inferior.

El Subbético consta de varios elementos tectónicos superpuestos (Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno), que se distinguen fundamentalmente por la naturaleza de las series jurásicas y cretácicas (García Dueñas, 1969).

En muchas áreas, las unidades intermedias y el Subbético están intensamente falladas, existiendo extensos afloramientos triásicos que separan bloques de sucesiones más jóvenes. De Smet (1984) ha propuesto una relación estructural entre dichos bloques individualizados y fallas transcurrentes.

DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

Aunque sus características e historia están íntimamente relacionadas con las cordilleras Béticas, esta unidad no pertenece en sentido estricto al dominio de las Béticas, del que constituye la antefosa.

Se trata de un conjunto tectonosedimentario, cuya colocación es de edad fundamentalmente Mioceno.

Bajo el Mioceno Medio - Superior de la antefosa, los sondeos han probado que la célebre "falla del Guadalquivir" no existe (Durand-Delga y Fonboté, 1980). El zócalo paleozoico de la meseta se hunde progresivamente hacia el Sur alcanzando profundidades de hasta 4 y 5 Km.

Los sedimentos que constituyen la Depresión pueden agruparse en dos unidades: la Alóctona y la Autóctona, encima de las cuales se sitúan el Plioceno marino y el Pliocuaternario constituido por arenas y limos con intercalaciones de arcillas.

LAS ZONAS INTERNAS

La separación entre Bética y Subbética se hace a través de un accidente de dirección N 70 E aproximadamente, que buza hacia el Sur y que ha sido retocado por deformaciones recientes.

En la zona Bética (s.s.), los terrenos de edad paleozóica, y aún más antiguos posiblemente, representados principalmente por rocas metamórficas, afloran en grandes extensiones. Los terrenos mesozoicos salvo en el complejo de Málaga, están limitados al Triás.

La Zona Bética está constituida por un complejo empilamiento de mantos de corrimiento y unidades alóctonas, que pueden agruparse en tres grandes conjuntos situados desde el interior de la cadena hacia afuera: Nevado - Filábride, Alpujárride y Maláguide. Los dos primeros están fuertemente afectados por la deformación y el metamorfismo alpinos, mientras que el Maláguide posee una cobertura mesozoica y terciaria discordante de rocas no metamórficas y sin rasgos de deformación interna apreciables.

LOS NEVADO - FILABRIDES

Aparecen solo al E del meridiano de Granada (Fig. 2-5 y 2-6). Este complejo está constituido por rocas metamórficas intensamente deformadas (metamorfismo de alta presión y baja temperatura). Se trata de micaesquistos grafitosos muy potentes (por lo menos 5000 metros), que afloran en Sierra Nevada, Sierra Filabres y en distintos macizos más orientales (S. de Almenara, S. Alhambilla, S. Algarrobo y en la costa al E de Cartagena, (Fig. 2-6).

Además en algunas formaciones están presentes mármoles y anfibolitas.

Los Nevado-Filbrides presentan un empilamiento de mantos, distinguiéndose varias unidades tectónicas o unidades de orden inferior. Así el Complejo Sierra Nevada, integrado por los mantos Nevávidas (Puga y Díaz de Federico, 1976, Puga, 1976)) constituye una ventana tectónica bajo los mantos Alpujarrides y Maláquidas, cuyos afloramientos lo separan de las Zonas Externas. Los mantos son el del Mulhacen y el del Veleta.

El manto del Veleta, está formado por una potente serie de micasquistos coronados por unos niveles de cuarcitas. Este manto está compuesto por las unidades de las Sabinas, la Caldera y de S. Francisco (Puga, 1976).

El manto del Mulhacen está constituido por varias unidades tectónicas con una mayor variedad litológica que el del Veleta.

LOS ALPUJARRIDES

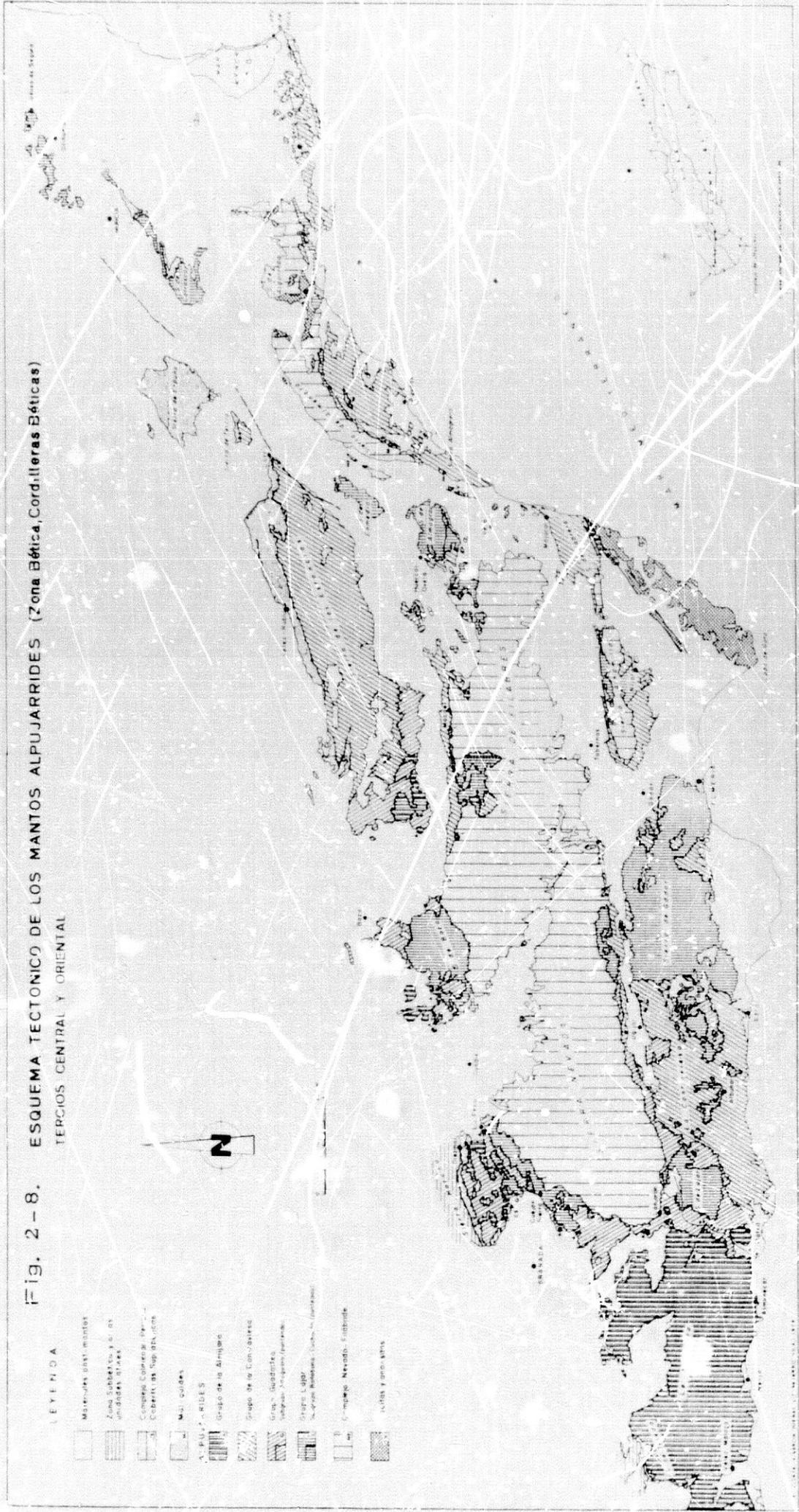
Corresponden a un dominio extremadamente complejo, constituido por gran número de unidades (Fig. 2-8). En forma general están compuestos de una secuencia metapelítica, constituida por tres formaciones esquistosas (Paleozoico - Triásico Inferior), coronada por series carbonatadas triásicas. Se diferencian estratigráficamente unos mantos de otros, sobre todo entre términos permo-triásicos (Aldaya et al 1979).

De abajo hacia arriba se distinguen tres unidades: La Unidad Blanca, la de los Reales y la de Casares. Las dos primeras unidades están formadas principalmente por gneiss, micasquistos, peridotitas y mármoles y su metamorfismo polifásico de alto grado y de edad incierta, antigua para algunos (p.e. Kornprobst, 1971-1974) o alpina (p.e. Michard et al, 1983).

La unidad de Casares formada por terrenos permo-triásicos de metamorfismo post-triásico, en la facies de esquistos verde.

El conjunto de mantos alpujarrides ha sido dividido (Aldaya et al, 1979) en grupos (Lújar, Guadalfeo,

Fig. 2-8. ESQUEMA TECTÓNICO DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES (Zona Bética, Cordilleras Béticas)
 TERCIOS CENTRAL Y ORIENTAL



Contraviesa y Almirante', (Fig. 2-3), que poseen el carácter de subconjuntos con entidad tectónica significativa.

LOS MALAGUIDES

Se trata de los elementos estructurales superiores de las zonas internas, desarrollados principalmente en la región de Málaga (Fig. 2-5).

Forman un conjunto poco o nada metamórfico, de materiales esencialmente del Paleozoico Superior (series esquistosas más o menos flyschoides y formaciones calcáreas) a los que siguen unos depósitos detríticos rojos del Permo-Triás y, únicamente en un determinado número de sectores limitado, una cobertera mesozoica y paleógena reducida, tanto en espesor como en distribución superficial (Fig. 2-7).

UNIDADES EN POSICION MEDIA

Separando las zonas internas y las zonas externas, existe una serie de unidades cuya pertenencia a un conjunto u otro no es clara.

La "Dorsal Bética", equivalente para algunos a la dorsal calcárea de los Magrébides, está situada desde el Estrecho de Gibraltar hasta un poco más al E de Granada, entre las Zonas Externas y las Zonas Internas, cabalgando generalmente sobre las primeras y siendo cabalgada o cabalgando ella a veces sobre las segundas. Se trata de un conjunto de terrenos no metamórficos (Triás a Oligoceno Superior).

Se distingue una Dorsal Interna en Lías continental, parecida al Lías de los Malaguides, una Dorsal Intermedia y una Dorsal Externa en Lías más pelágico.

UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR.

Estas unidades poseen formaciones detríticas que están localizadas en la mitad occidental de la cordillera y desarrolladas sobre todo en la región situada al N de Gibraltar (Fig. 2-5 y 2-6).

Son más externas que la Dorsal y en ellas han tenido un considerable desarrollo las series de Flysch (Neocomiense a Mioceno inferior) a veces englobadas en parte en una matriz arcillosa del Mioceno inferior.

El mecanismo de colocación de los mantos que constituyen las unidades del Campo de Gibraltar es posiblemente el deslizamiento gravitatorio, y la edad de este es desde finales del Mioceno inferior a principios del Mioceno Medio.

Lo interesante de estas unidades es que se continúan al otro lado del Estrecho. Los flyschs gibraltanos se relacionan con los flyschs magrebides.

Así las Zonas Internas y los flyschs béticos y rifeños, presentan una estructura de origen tectónico y una simetría de estilo y evolución importante (Olivier, 1994), aunque esta simetría no es perfecta. En las zonas externas, sin embargo, no parece existir esta similitud.

LAS DEPRESIONES INTERIORES

Las depresiones de Granada, Guadix-Baza, Ronda y del bajo Segura, como más importantes (Fig. 2-6), tienen el carácter de depresiones intramontañosas y su individualización se ha efectuado desde el Mioceno Superior, iniciada ya en la etapa post-orogénica de las Béticas.

Han sido configuradas por la etapa de fracturación del Mioceno Superior - Plioceno - Cuaternario, lo que en esta región puede denominarse fracturación Neotectónica.

Han funcionado como cuencas de sedimentación, con episodios marinos y continentales, que a veces alcanzan grandes potencias de hasta 3 o 4 Km (borde N de la Depresión de Granada, ciertos sectores del Bajo Segura, etc.).

Existen además otras cuencas intramontañosas como las del Andarax, del Almanzora, la de Sorbas, la de Almería, etc que están ligadas a la regresión Tortoniense Superior - Andaluciense.

LA DEPRESION DE GRANADA.

La Depresión de Granada es una depresión intramontañosa compleja, que está ubicada entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. Haremos una descripción más detallada de esta cuenca debido a que posteriormente también será analizada sísmicamente con mayor atención.

Está limitada (Fig. 2-9) al N por el accidente Cádiz-Alicante (de dirección N 70 E) y más groseramente por las cadenas subbéticas: sierras de los Morrones, de Madrid, de Montefrío, de Parapanda y del Hacho de Loja.

Al Sur, la Depresión está delimitada por las sierras de Tejeda y Almijara, con una alineación casi E-W, y por la sierra de Albuñuelas que se adentra en la Depresión, separando sectores subsidentes unos al E, el de Padul-Dúrcal y el de Lecrín y otro al W, el de Arenas-Jayena.

Al E, el borde Occidental de Sierra Nevada y las Sierras de Alzaguara y Arana delimitan con perfil irregular la cuenca, aunque se ve claramente en este complejo trazado la influencia de las fallas N 90-30 E, y sobre todo las N 40-50 W.

Al W son las sierras de Alhama y de Loja las que delimitan la Depresión.

La formación de la Depresión de Granada comenzó en el Mioceno Medio, aunque hay materiales del Mioceno inferior, y su individualización se ha conseguido progresivamente a partir del Mioceno superior hasta la actualidad (Vidal et al, 1984).

Desde su individualización la Depresión ha ido cambiando, desdibujándose su conformación inicial más simple. Así, áreas que hoy no son de la Depresión, si lo eran en el Mioceno terminal, p.e. siguiendo como referencia geométrica las superficies planas de esta edad, se pueden contabilizar a lo largo de las fallas de Dúrcal y del Padul saltos verticales de 800 m entre el Mioceno terminal y la actualidad (Estevez y Sanz de Galdeano, 1984).

Del mismo modo las cuencas subsidentes del Valle de Lecrín y del Padul-Dúrcal, del Temple, de Arenas del Rey, de Cubillas y de la Vega de Granada y los pequeños relieves montañosos que compartimentan la cuenca (como la Sierra de Albuñuelas, Monte Vives, La Perdiza), muestran unas características geomorfológicas acusadas que nos evidencian una génesis compleja, en la cual el papel de la neotectónica

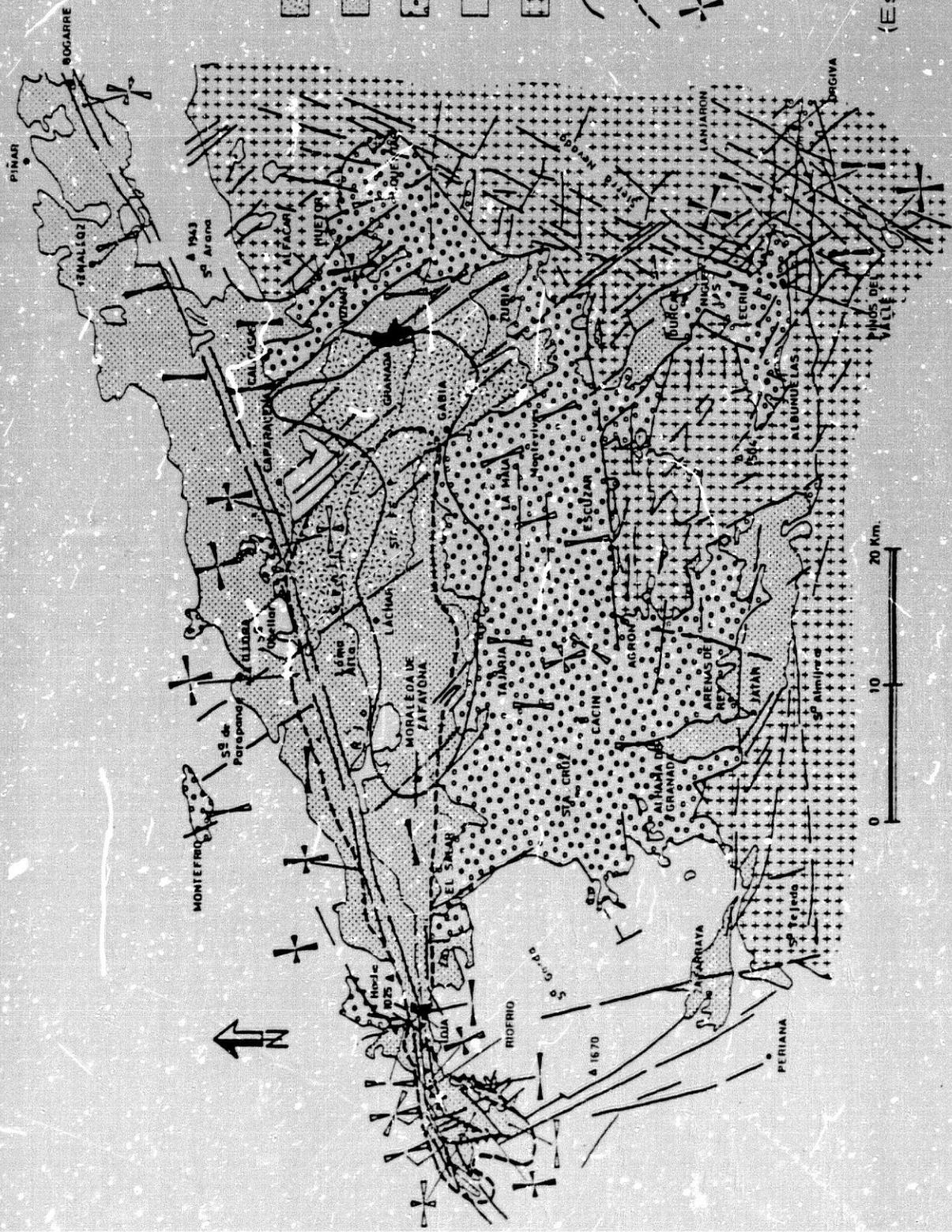


Fig. 2 - 9.

-  HOLOCENO DE LA VEGA
 -  PLEISTOCENO
 -  MIOCENO
 -  MATERIALES DE LAS UNIDADES EXTERNAS, NOROCCIDENTALES Y ELYSH
 -  MATERIALES DE LAS UNIDADES INTERNAS
 -  ANOMALIA GRAVIMETRICA -135 mgal (Suriñach y Utiyas, 1976)
 -  LIMITE MINIMO APROXIMADO DEL AREA LACUSTRE DE LOMA A.T.A.
 -  ESFUERZOS COMPRESIVOS DEDUCIDOS A PARTIR DE CANTOS ESTRIADOS (ASPAS NEGRAS), PLIEGUES Y FALLAS (ASPAS BLANCAS)
- El tamaño de las aspas es proporcional al número de medidas, en una misma estación.

(Estevez y Sanz de Galdeano, 1983)

aparece preponderante (Lhenaff, 1979), en donde las fallas N 40-50 W, N 10-30 E y E-W principalmente, han ido configurando hasta la actualidad esta cuenca (Fig. 2-9 y 5-7).

La sedimentación ha estado muy influida por la existencia de los relieves circundantes que se erosionaban. En el Mioceno Medio aparecen limos, arenas y conglomerados con algunos finos niveles localmente muy potentes de yeso, incluso de celestina y caliza. Termina el Mioceno con unos niveles de caliza lacustres. Por tanto, se pasó progresivamente de un medio marino a un medio continental (Vidal et al, 1983, 1984).

Un resumen de los materiales de la Depresión y sus bordes y el grado de compactación de los mismos (factor este que influye en la respuesta ante la excitación sísmica -Vidal et al, 1979, 1981-), está indicado en la tabla 2-I.

La distribución del tipo de materiales está fuertemente condicionada por la proximidad a los relieves, siendo más abundantes los conglomerados y arenas cerca de los fuertes relieves y los materiales finos en las zonas subsidentes más alejadas de los mismos. En estos materiales se aprecian discordancias que indican momentos de deformaciones y creación de relieves.

La distribución de materiales del conjunto de la Depresión, puede observarse en la fig. 2-9, donde los materiales miocenos aparecen en la mitad S de la Depresión y los Pliocenos y Cuaternarios en la mitad N y en las cuencas subsidentes de Arenas, Lecrín y Padul-Dúrcal.

Los materiales del Plioceno y del Cuaternario, ya totalmente continentales, muestran la clara influencia de los relieves circundantes y de las áreas más subsidentes, p.e., en el sector oriental (La Vega, Padul y Dúrcal) existen potentes depósitos de materiales plio-pleistocenos. También son potentes la serie conglomerática de la Formación Alhambra, los conos de deyección de la Zubia, etc.

Los depósitos aluviales cuaternarios de la Vega de Granada, alcanzan hasta los 200 a 300 m de potencia (Fig. 2-9) en el sector de más subsidencia (sector de dirección N 45 W que sigue una de las directrices principales de fracturación). En este sector se instala un acuífero importante, cuya superficie piezométrica llega muy cerca del suelo (Fig. 2-10) y que sin duda tiene influencia en la

TABLA 2 - 1

CUADRO RESUMEN

UNIDADES	EDAD	NATURALEZA	COHERENCIA
DEPRESION DE GRANADA	Cuaternario	Gravas, arenas, arcillas Pie de monte Travertinos	Alternancia limoso-arenosa Poco coherentes Coherentes
	Pliocuaternario	Conglomerados, niveles arenosos y limosos rojos	Conglomerado cementado
	Plioceno	Arcillas rosadas, conglomera- dos	Poco coherentes
	Plioceno Mioceno	Limos, conglomerados	Poco coherentes
SUBBETICO MEDIO	Mioceno	Lutitas, arcillas con yesos, conglomerados	Plasticidad, poco coheren- tes, conglomerados cemen- tados
	Jurásico medio Lías superior Lías inferior	Margas, margocalizas Calizas Calizas-sílex	Compactas Fracturadas
	Trías	Margas abigarradas con ye- sos	Plasticidad, débil consis- tencia
SUBBETICO INTERNO	Lías	Calizas oolíticas, dolomías	Compactas, fracturadas
UNIDADES ALPUJARRIDES	Trías medie superior	Calizas y dolomías inarmó- reas, filitas	Compactas, fracturadas, plasticidad
	Paleozoico	Micasquistos	Fisurados, alterables

distribución de daños sísmicos en la zona (Vidal et al., 1979, 1981).

Un resumen de las deformaciones neotectónicas (post-alpinas) de la Depresión y áreas próximas, puede observarse en la tabla 2-II de Estevez y Sanz de Galdeano (1984), así como en Llenaff (1979).

LA DEPRESIÓN DE GUADIX-BAZA.

Al igual que la Depresión de Granada, los materiales neógenos que rellenan la Depresión de Guadix-Baza, ocultan el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las cordilleras Béticas.

La Depresión funcionó como una cuenca tardiTECTÓNICA durante el Mioceno Medio, conectada con las Depresiones circundantes, depositándose potentes series marinas con episodios de facies continentales. Los materiales de esta edad están deformados, discordantes sobre el sustrato y parcialmente erosionados (Peña, 1975).

Desde el Mioceno Superior al Pleistoceno Superior, la cuenca actuó como post-tectónica intramontañosa y se depositaron series continentales. En el sector de Guadix y en el sector de Baza el contacto con el mar se mantuvo hasta el Plioceno Medio en el SE de Baza (Goy et al. 1985, Peña, 1985), hecho muy revelador de los movimientos tectónicos recientes (tengase en cuenta que este sector alcanza actualmente los 800 metros sobre el nivel del mar).

Los materiales de estas edades son subhorizontales, reposando en discordancia sobre los del Mioceno medio y otros más antiguos, que constituyen el sustrato (Peña 1975, 1979, Ruiz Bustos et al. 1984).

En la Depresión se diferencian dos sectores: el oriental y el occidental, separados por el Monte Jabalcón.

El relleno de la cuenca está constituido por materiales detríticos gruesos en los bordes, que cambian de facies a mas finos hacia el interior de la depresión. En las partes centrales predominan los materiales carbonatados en el sector occidental y las margas y arcillas con yesos en el oriental.

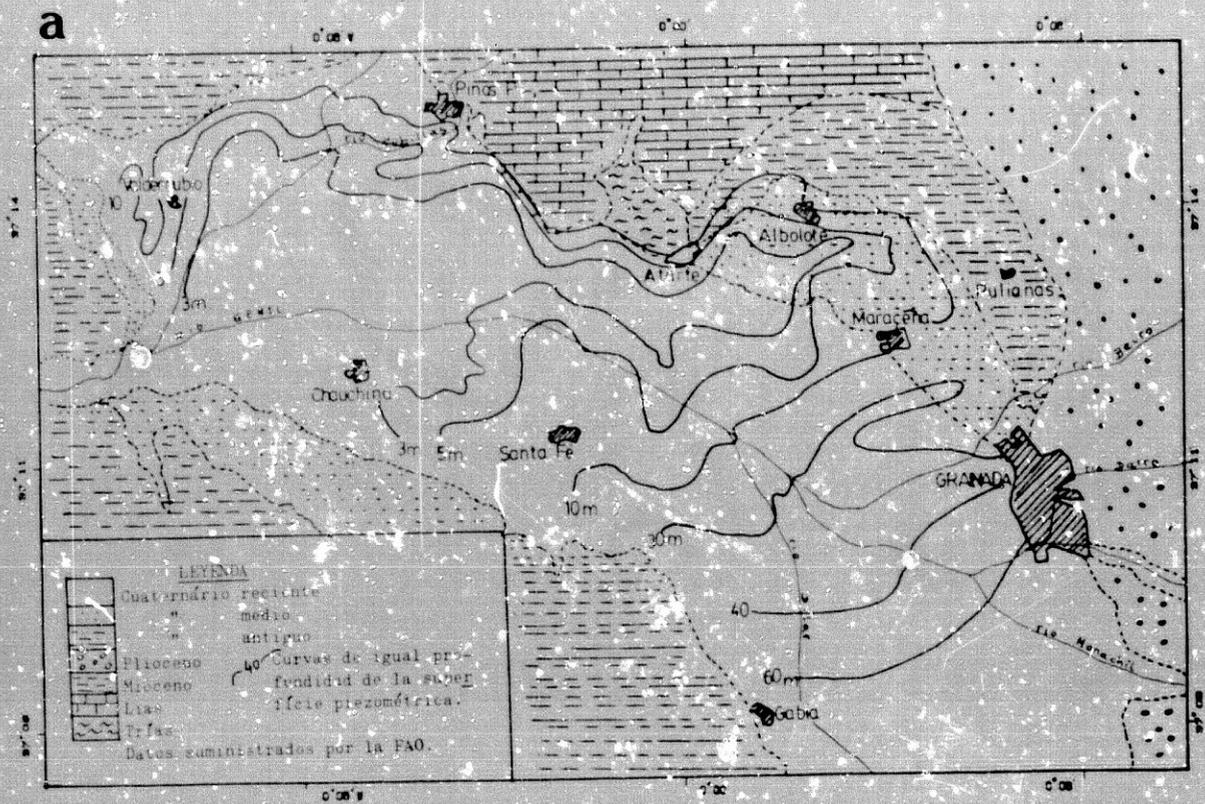


Fig. 2-10 a -CAPA FREÁTICA DE LA VEGA DE GRANADA

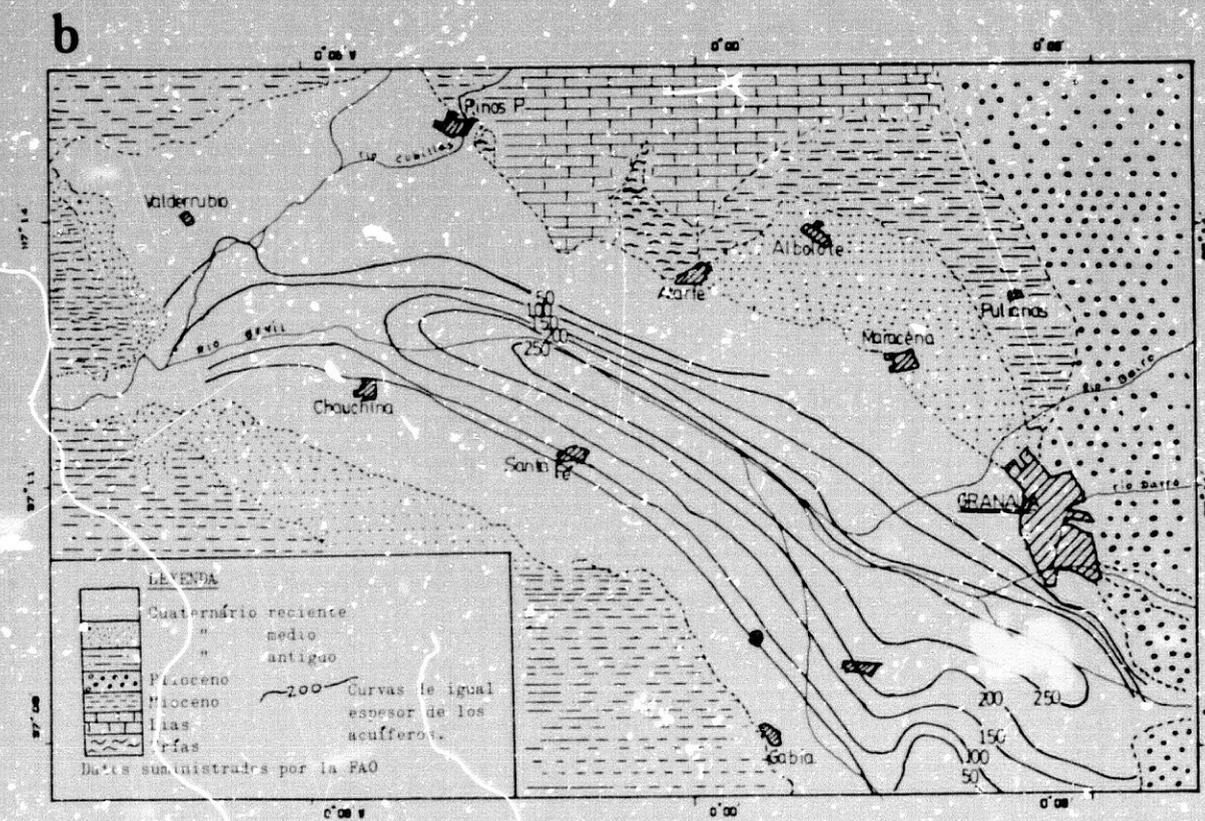
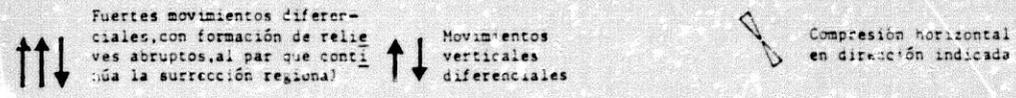


Fig. 2-10 b-SISTEMA ACUÍFERO CUATERNARIO DE LA VEGA DE GRANADA

TABLA 2 - II

		MATERIALES DEPOSITADOS SUPERFICIES DE EROSION	MEDIO DE DEPOSICION	DEFORMACIONES Y OTROS FENOMENOS CONEXOS OBSERVADOS COMPRESIVOS DISTENSIVOS	CUADRO TECTONICO	ENCUADRE GEOTECTONICO
CUATERNARIO	HOLOCENO	Terrazas, turberas, piedemonte, y travertinos	ALUVIOS	Construcción de mf inv. mdesg y c estr en pdm (Loja) y en trav (Loja y Veles B.) Flex en gl (Negratín) mdesg (Est. de Lago) mf inv (N S Arana)	Terrazas colgadas y ríos encajados. Subsistencia actual (Padul, Granada...) Sedimentos basculados y correlativos de fallas. Cuñas sediment. Escalones en perfil topogr. (Padul)	MOVIMIENTOS DE SURRECCION GENERALIZADA ISOSTATICO
	PLEISTOCENO	GLACIS PLEISTOCENO TERMINAL Conos de Dúrcal, El Padul, La Zubia	ALUVIOS	Microdesgarres microfallas inv (La Zubia) Cantos estr basculados discordancia progresiva (Domo Negratín)	Fallas normales y depósitos correlativos Fallas normales y discordancias intraformacionales (Negratín)	
PLIOCENO		Formación lacustre de Loma Alta (Clima frío y seco)	ALUVIOS	Silicificaciones en Sierra Obailat y N de Riofrío (paleotermalismo) Deformaciones sinsedimentarias, cuñas sedimentarias abiertas hacia el E y Wumping (Riofrío)	SE OBSTACULIZA EL DRENAJE EN EL EXTREMO W e instala la red del régimen lacustre	MOVIMIENTOS DE SURRECCION GENERALIZADA ISOSTATICO
		DISCORDANCIA ANGULAR DE RIOFRIO Formación fluvial de Láchar-Riofrío (Clima templado-cálido y húmedo)	ALUVIOS	Pliegues decimétricos c estr basculados Deformaciones sinsedimentarias (lamina- ciones deformadas e intercalaciones lacustres con brechas intraformacionales entre Loja y Riofrío)		
MIOCENO	MESSINIENSE	GLACIS Y DISCONTINUIDAD ESTRATIGRAFICA TOCENO Y TERMINAL (Paleokarst sobre caliza lacustre) Calizas lacustres ("Pontiense") Lignito	ALUVIOS	Ruptura y desnivelación del glacis del Mioceno terminal Deformaciones sinsedimentarias (lamina- ciones deformadas y ritmitas, La Malá)	VULCANISMO EN EL SE	MOVIMIENTOS DE SURRECCION GENERALIZADA ISOSTATICO
		Block Formation Limos con yeso Formación Pinos-Genil Calizas bioclásticas	ALUVIOS	Regresión (precoz respecto al SE de la Península) Pliegues Kmétricos, mf inv, c estr, fos estr	VULCANISMO EN EL SE	
MIOCENO	TORTONENSE	DISCORDANCIA ANGULAR (Montefrío, Beas...)	ALUVIOS	Deformaciones sinsedimentarias (lamina- ciones deformadas) (Valle de Lecrín, Montefrío, etc.)	DISTENSION	APROX 4-5 AFRICA EUROPA
		Limos conglomerados y Calizas bioclásticas	ALUVIOS	INDIVIDUALIZACION DE LA DEPRESION	COMPRESION	SEPARACION RELATIVA DE AFRICA Y EUROPA
SERRAVALLENSE		DISCORDANCIA ANGULAR	ALUVIOS	EXISTEN YA GRANDES FRACTURAS N-70-E a E-W, NW-SE Y NE-SW	COMPRESION	

ULTIMAS DEFORMACIONES DE LA OROGENIA ALPINA



ABREVIATURAS EMPLEADAS: c estr-cantos estratificados; fos estr-fósiles estratificados; gl-glacis; mdesg-microdesgarres; mf inv-microfallas inversas; pdm-piedemonte; trav-travertino; flex-flexión

(Estevez y Sanz de Galdeano, 1983).

La potencia de los materiales detríticos es mayor en los sectores central y occidental. Estos materiales proceden de los relieves circundantes, de la zona Bética ó de las rocas miocénicas provenientes de ella en los sectores S y SE y de las Zonas Externas en el borde N.

Varios conjuntos (Fig. 2-11) pueden establecerse a partir de cortes estratigráficos (Peña, 1979, 1985).

-Grupo de Guadix: Que comprende los materiales detríticos de origen fluvial (en sentido amplio), que rellenan la Depresión.

-Grupo de Huélagos: Comprende materiales lacustres y palustres, predominantemente carbonatados, del sector occidental, incluyendo las margas con lentejones de conglomerados situados al N de los depósitos carbonatados.

-Grupo de Baza: Comprenden los materiales predominantemente lacustres del sector oriental.

En la figura 2-12 (Peña, 1985) se reflejan la tectónica, las características geomorfológicas, las posibles fracturas y la conformación de la red fluvial.

ESTRUCTURA PROFUNDA DE LAS BÉTICAS A TRAVÉS DE DATOS SÍSMICOS.

La estructura litosférica de región Bética es compleja, tal como lo han puesto de manifiesto las características geo-estructurales comentadas. En esta región se han hecho algunos perfiles sísmicos de refracción (ver W.G.D.S.S. 1974, 1975, 1977; Banda, 1979; Banda y Ansorge, 1980; Udias, 1980, Udias y Surinach, 1982) unos de dirección E-W y otros N-S.

Estos perfiles muestran una anisotropía cortical tanto E-W como N-S. En las Béticas Orientales el espesor cortical es del orden de unos 23 Km (Banda y Ansorge, 1980), con una capa superficial de unos 3 Km con velocidad cambiando gradualmente de 5 a 6 Km/s, una capa inferior a ésta de unos 9 Km con $v = 6$ Km/s y de ahí a la base de la corteza una alta velocidad de 6.9 Km/s (Fig. 2-13). Resultados similares había obtenido el W.G.S.S. in S. (1977) en dos supuestos distintos, uno con la estructura de velocidades crecientes en profundidad (Fig. 2-11 a) y otra suponiendo

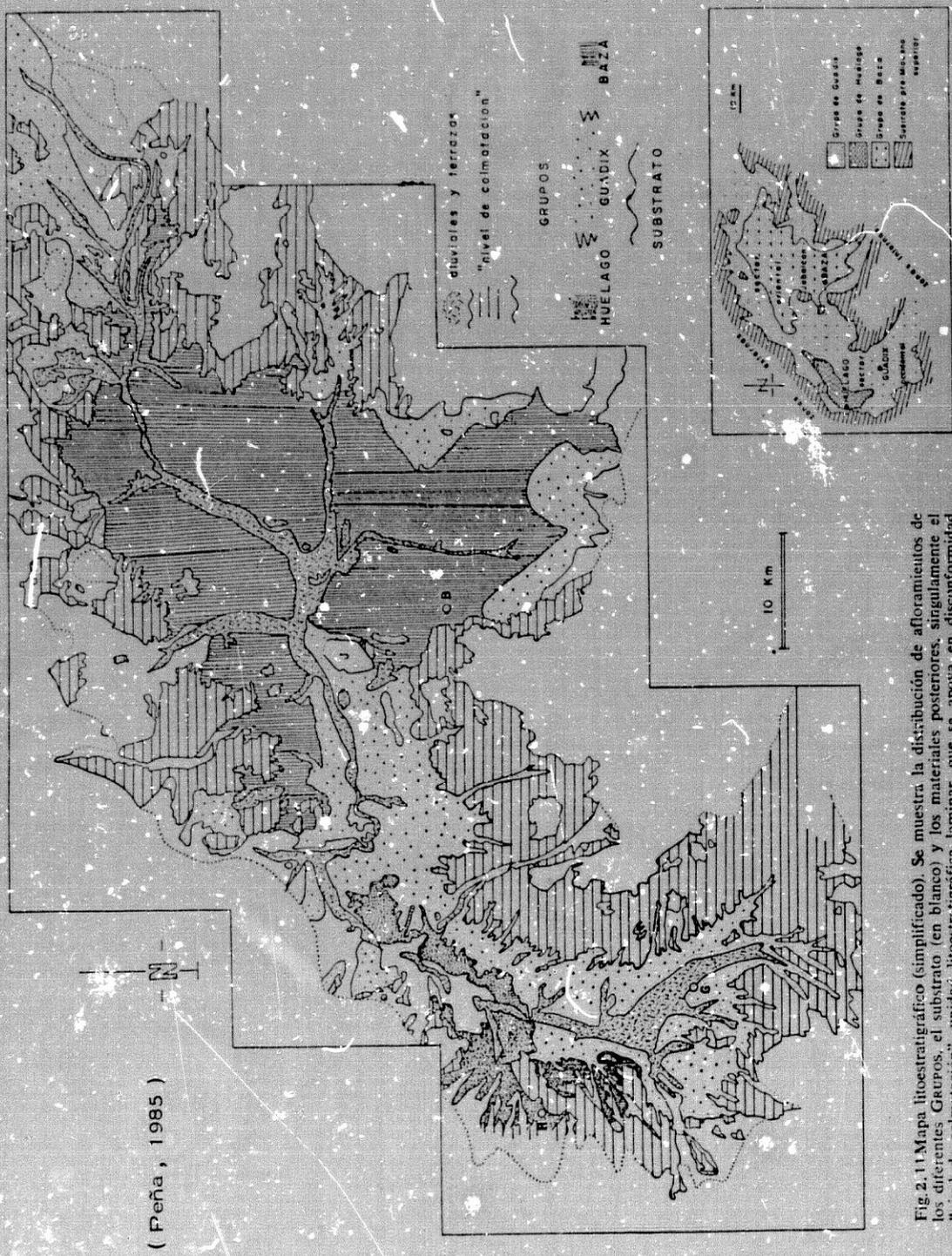
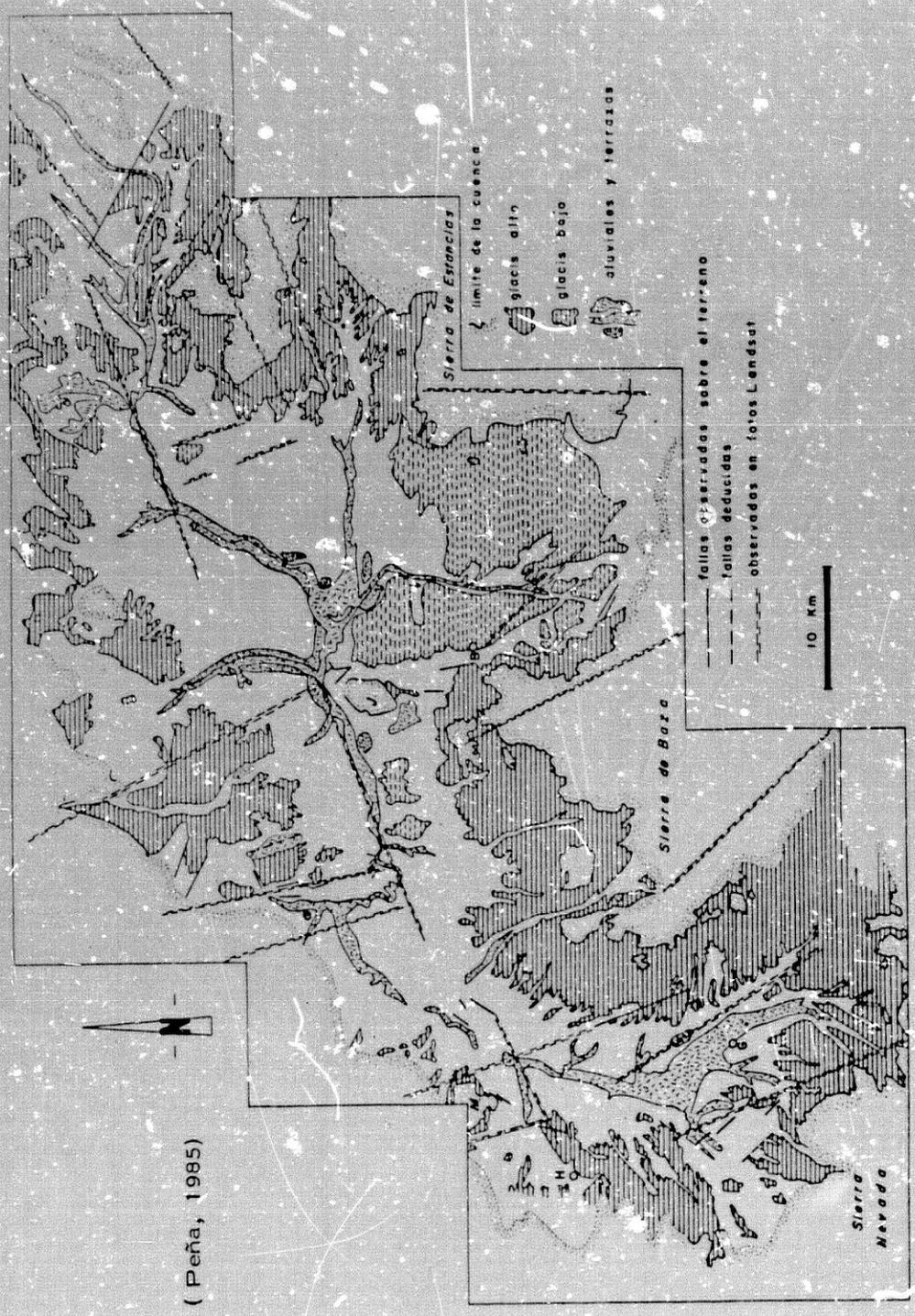


Fig. 2.11. Mapa litostratigráfico (simplificado). Se muestra la distribución de afloramientos de los diferentes Grupos, el substrato (en blanco) y los materiales posteriores, singularmente el "nivel de colmatación"; unidad litostratigráfica laminar que se apoya en disconformidad sobre los diferentes grupos, y que cubrió la cuenca antes del actual desmantelamiento. Se indican también los principales afloramientos de aluviales y derrumbios.



(Peña, 1985)

Fig. 2.12. Neotectónica y Geomorfología. Se observa la marcada relación existente entre las alineaciones observadas en fotos Landsat y la red fluvial actual, exorreica por el noroeste. Las alineaciones aludidas están en relación con otros fenómenos no señalados en el mapa: afloramientos de travertinos y salidas de aguas termales, deformaciones locales, basculamientos epicentros de terremotos. El sistema WSW-ENE ha influido de modo importante en la sedimentación desde el Mioceno superior y en la geomorfología del Pleistoceno superior-Plioceno.

una gruesa capa de baja velocidad en el manto superior (Fig. 2-14 b).

En la parte central de las Béticas (s.s.) el espesor de la corteza varía desde unos 24 Km en el S (a la altura de Adra) a unos 39 Km al N de Alquife (Fig. 2-13), con una velocidad media de P de 6.0 Km/s en la costa y unos 6.2 Km/s en el N del perfil Adra - Alquife. El modelo de corteza obtenido por Banda y Ansoerge (1980), muestra una capa con velocidad de 6 Km/s entre 3 y 7 Km, y una capa de baja velocidad (5.4 Km/s) entre 7 y 12 Km y una capa con velocidad de 6.2 Km/s entre 12 y 18 Km en la costa y entre 12 y 24 Km al E de Granada; bajo esta capa la velocidad alcanza valores de 6.6 a 6.7 Km/s.

La velocidad del manto es parecida para toda la región, 8.1 Km/s (según Udias, 1980). En el perfil Adra - Cartagena se encontró una capa de baja velocidad (7.8 Km/s) de 26 Km de espesor, bajo una de velocidad más alta (de 8.1 a 8.2 Km/s) y espesor 6 Km y sobre otra (a una profundidad entre 60 y 65 Km) de 8.3 Km/s de velocidad (Ansoerge y Banda, 1980). Valores similares obtuvo el W.G.D.S.S. in S. (1977), (Fig. 2-14).

Payo (1972) obtuvo un modelo medio corteza - manto para la parte Sur de la Península Ibérica basado en datos de dispersión de ondas superficiales, residuos P y tiempos de recorrido (TT) de ondas internas P y S (Fig. 2-15).

Marillier (1985) y Marillier y Mueller (1985) obtuvieron también un modelo de la estructura del manto superior para esta región (Fig. 3-9), mediante análisis de ondas superficiales, que muestra un engrosamiento litosférico bajo las Béticas y la existencia de una discontinuidad pronunciada no muy extensa entre Litosfera y Astenosfera (Fig. 3-9). La Litosfera tendría un espesor de 140 a 170 Km para una $V_s = 4.35$ Km/s, o del orden de unos 100 Km para $V_s = 4.5$ Km/s.

La anisotropía lateral entre las Béticas, Mar de Alborán y Macizo Hercínico es también puesta en evidencia por los valores Q determinados para estas regiones.

De Miguel y Vidal (1982) obtuvieron los valores del coeficiente de atenuación anelástica (Q) para la fase Lg (período 1 seg) para recorridos a través de la Península Ibérica y del Mar de Alborán (Fig. 2-16), utilizando las estaciones W.W.S.S.N. ibéricas de TOL, PTO y MAL. Los valores Q medios deducidos fueron $Q = 244 + 36$ para

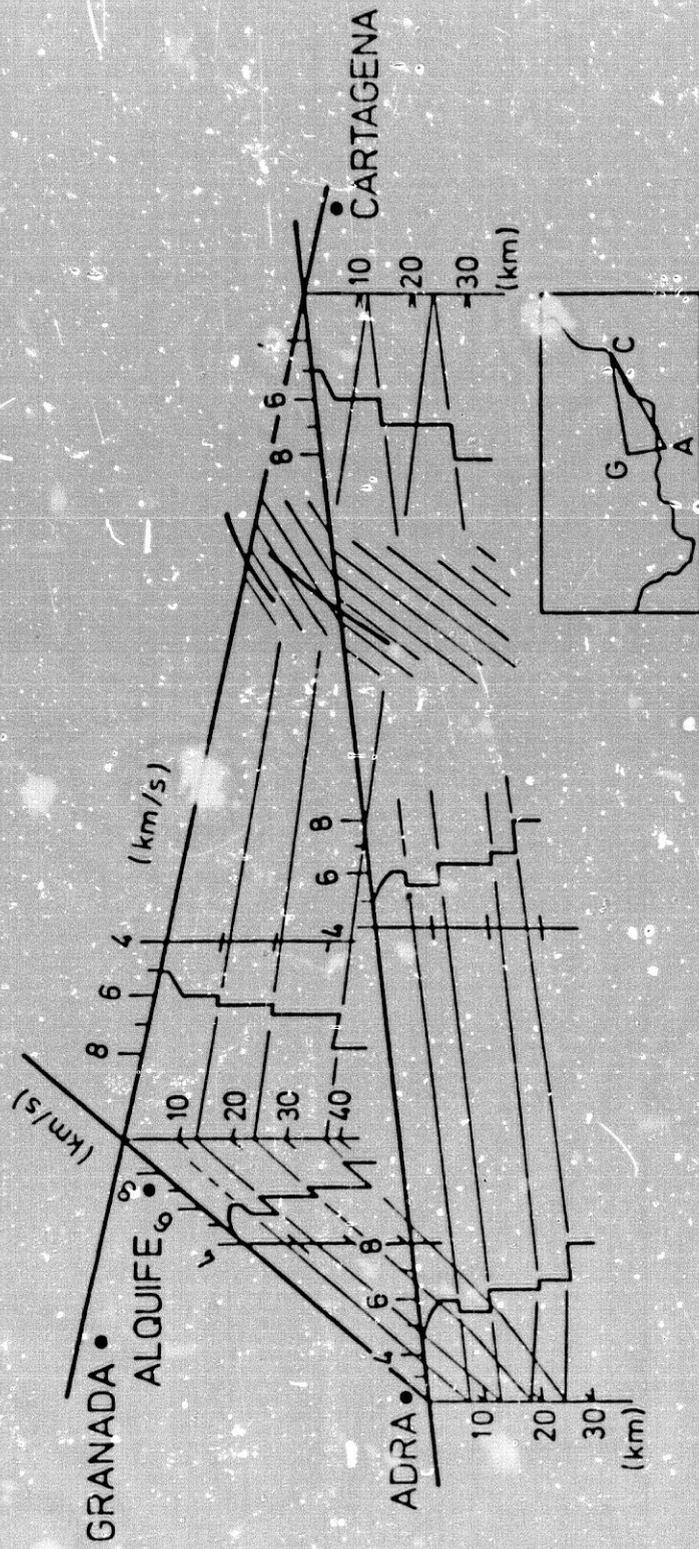


Fig. -2-13. Modelo de estructura tridimensional de la corteza en las Béricas Centrales y Orientales, según Barja y Ansorge (1980).

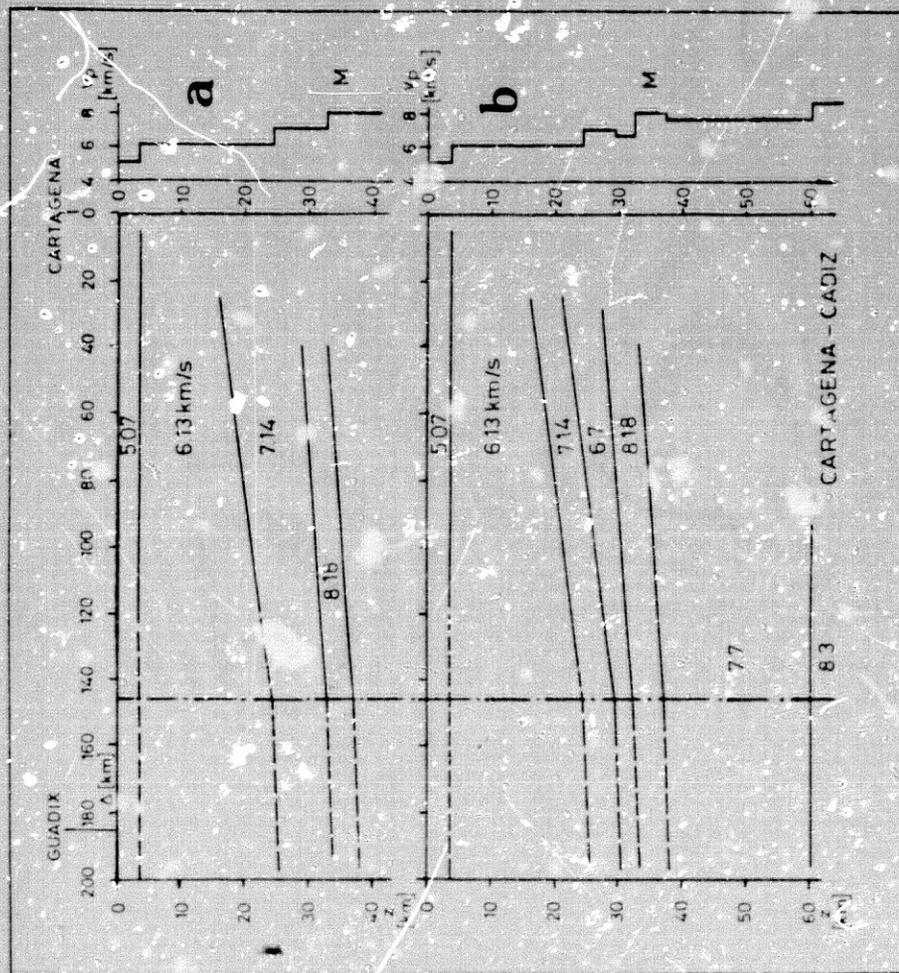


Fig. 2-14. Modelos de corteza - manto para la parte oriental de las Béticas sin capa de baja velocidad (a) y con ella (b). (W. G. D. S. S. in Spain, 1977).

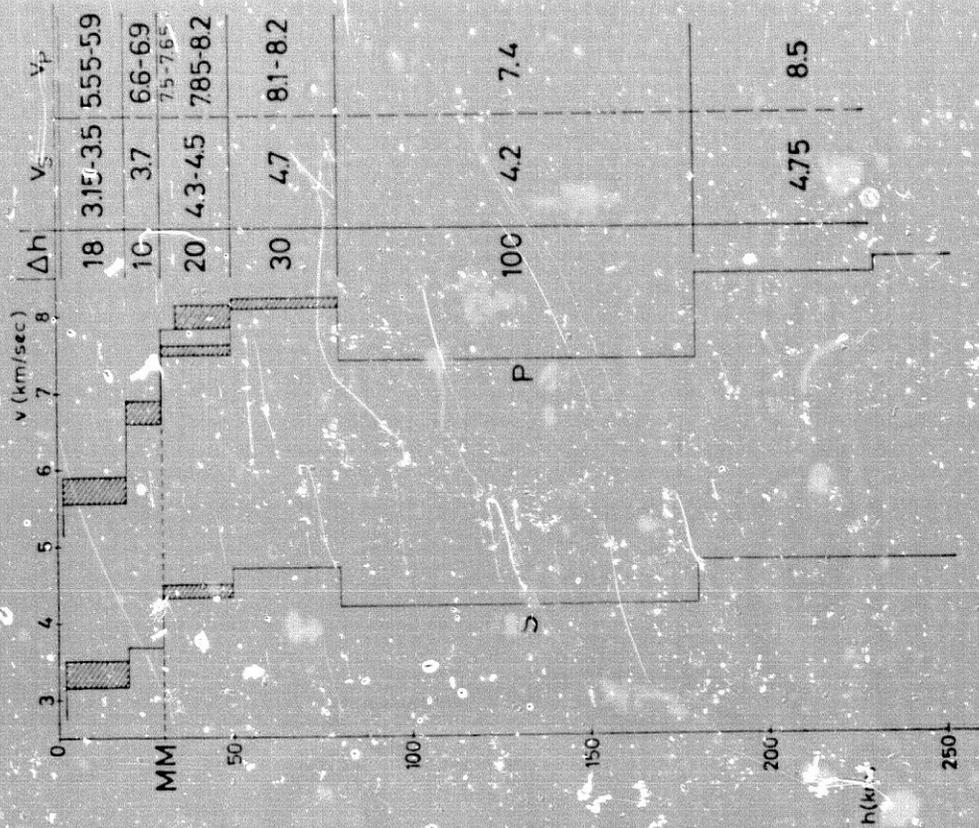


Fig. 2-15. Modelo medio de corteza - manto obtenido para la parte S de la Península Ibérica (entre 36° N y 40° N) según Payo (1972).

recorridos Argelia - PTO, $Q = 208 + 38$ para recorridos Argelia - TOL y $Q = 181 + 38$ para recorridos Argelia - MAL (Fig. 2-17).

Utilizando el método espectral con datos L_g de corto período obtuvimos valores algo mayores de Q (Romacho et al, 1983): Q Málaga - Argelia = $220 + 21$, Q Toledo - Argelia = $258 + 22$ y Q Porto - Argelia = $297 + 20$, notándose una mayor atenuación para recorridos a través del Mar de Alborán y menor para las Béticas y mucho menor para el Macizo Hercínico.

También para mayores profundidades se obtienen diferencias laterales de Q . Así Canas et al (1986) han obtenido valores Q utilizando ondas Rayleigh con el método de 2 estaciones. Estos valores son para la región MAL - TOL de $57 + 22$ para 80 Km de profundidad y $62 + 28$ a unos 100 Km de profundidad, mientras que para la región TOL PTO los Q son $126 + 84$ a 80 Km de profundidad y $141 + 99$ a 100 Km, mostrándose unos valores de atenuación mayores en las Béticas que en la parte estable de la Península.

Romacho et al (1986) han realizado una inversión de los datos espectrales de sismos del NW de Africa, diferenciando varias regiones con criterios tectónicos y obteniendo para las mismas los siguientes valores de Q : Argelia: $(3.3 + 0.7) \times 10^4$, Mediterráneo W: $(4.1 + 1.1) \times 10^4$, Norte de Marruecos: $(5.4 + 1.5) \times 10^4$, Alborán: $(10.5 + 3.4) \times 10^4$, Béticas: $(12 + 2.9) \times 10^4$ y Macizo Hercínico: $(1.6 + 0.2) \times 10^4$. Estos valores muestran una mayor atenuación para las Béticas y Mar de Alborán que para las restantes áreas adyacentes.

Carsi (1986) ha obtenido valores Q_c utilizando la coda de microterremotos de las Béticas, con datos de la Red Sísmica de la Universidad de Granada, determinando además la dependencia de Q con la frecuencia, $Q = Q_0 (f/f_0)$. Los resultados son: Q_c para todas las Béticas de $136 + 25$ y un $0.646 + 0.120$. Efectuando una regionalización se obtienen valores mayores de Q_c para las Zonas Externas que para las Zonas Internas:

Zona Sevilla	$Q_c = 155 + 29$	
Zona Córdoba	$Q_c = 172 + 32$	$= 0.648 + 0.115$
Zona Málaga	$Q_c = 103 + 21$	$= 0.689 + 0.129$
Zona Almería	$Q_c = 121 + 19$	
Zona Lorca	$Q_c = 127 + 24$	$= 0.602 + 0.116$

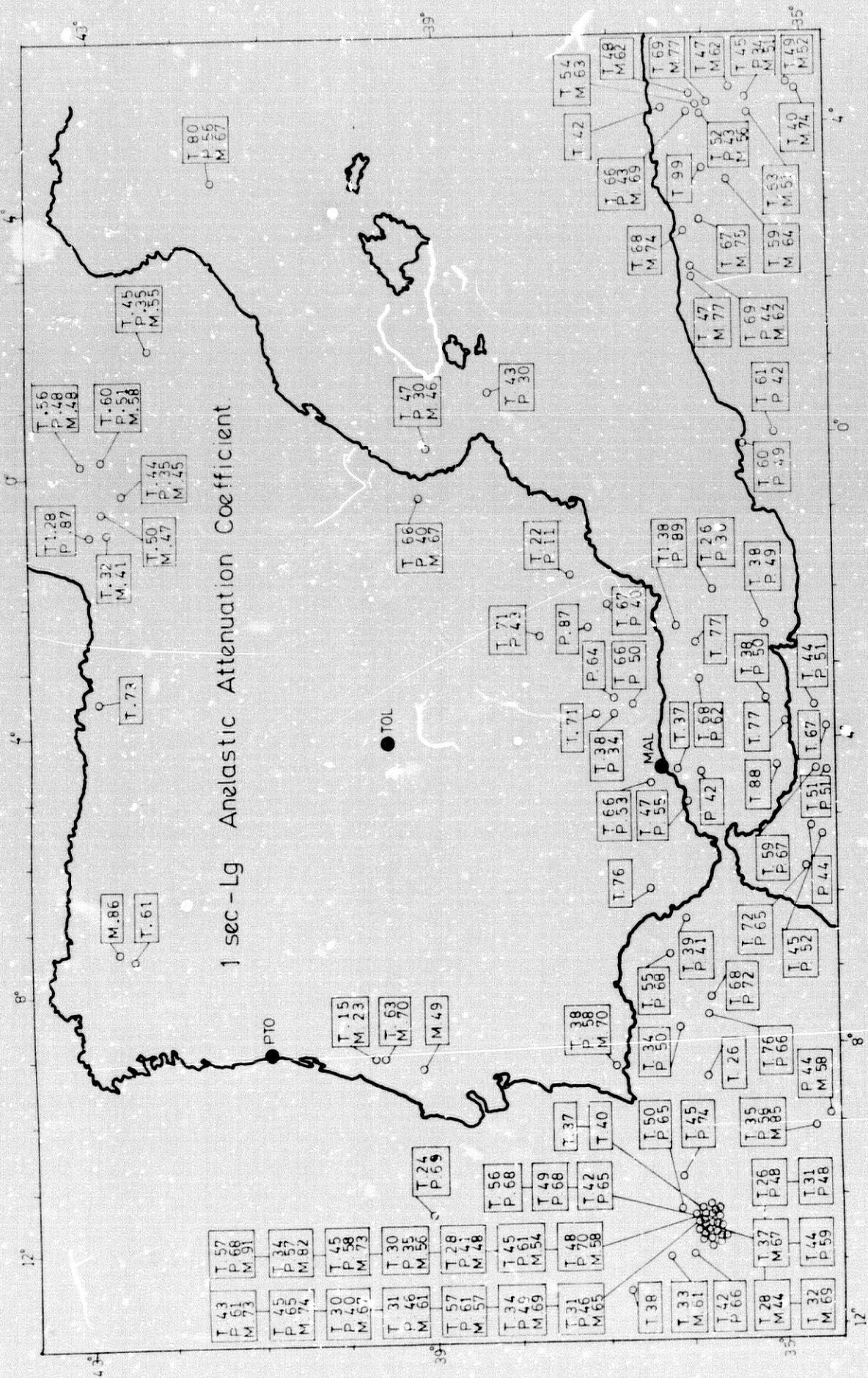


Fig. 2 - 16. Valores χ (ondas Lg, T = 1 seg) para terremotos individuales registrados en TOL (T), PTO (P) y MAL (M) y epicentros de los mismos (según de Miguel y Vidal, 1982).

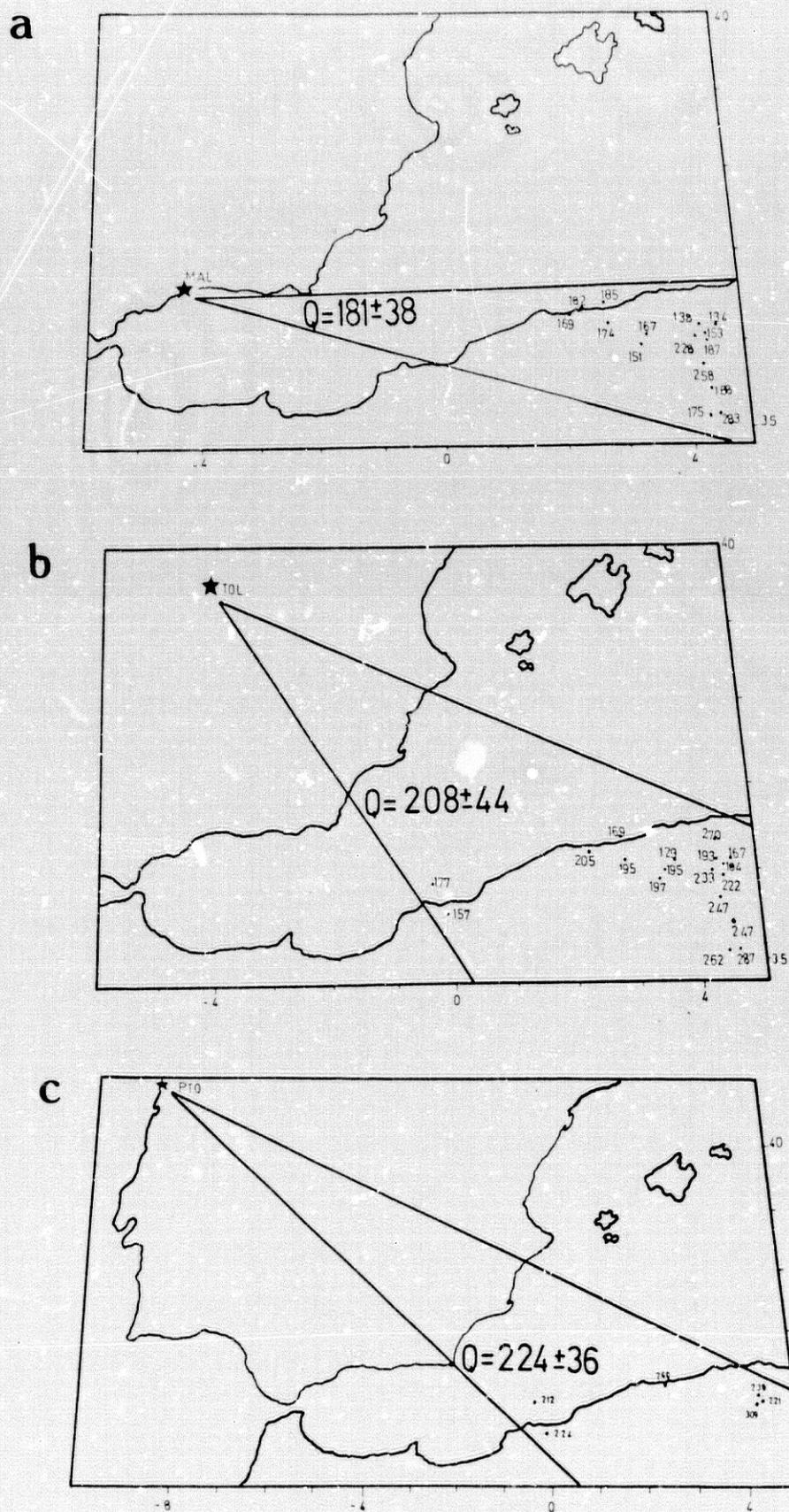


Fig. 2-17. Valores \bar{Q} obtenidos de datos temporales para la fase Lg ($T=1$ seg) para recorridos Argelia-PTO, TOL, MAL.

CAPITULO III

RESUMEN ESTRUCTURAL

DEL MAR DE ALBORAN.

CAPITULO III

RESUMEN ESTRUCTURAL DEL MAR DE ALBORAN.

Situado entre las Béticas al Norte, el Rif al Sur, el estrecho de Gibraltar al Oeste y la cuenca Sur-Balear al Este, este mar presenta una historia ligada a la evolución de Béticas y Rif.

Su estructura ha de ser obtenida a través de distintos tipos de datos, esencialmente geofísicos: distribución de anomalías gravimétricas y magnéticas, mapas batimétricos, perfiles sísmicos, sondeos, etc...

Así, un mapa topográfico del basamento acústico obtenido por Olivet et al (1972), indica ya una serie de unidades características: bancos, trincheras y cuencas, y su distribución espacial, que también pueden apreciarse en el mapa batimétrico (Fig. 3-1).

BANCOS:

La dorsal Alborán Sur

Esta dorsal o domo se extiende desde las costas Marroquies hacia el NE, tiene unos 10-20 Km de ancho y está bordeada por dos profundas trincheras. Se trata de un "horst" alargado formado por capas sedimentarias más antiguas, atravesado por extrusiones volcánicas y cortado por fallas transversales (Gierman et al, 1968).

La plataforma de Caldeira o Nor-marroquí

Situada al Este de la dorsal Sur-Alborán y limitada al NE por un escarpe casi rectilíneo, de dirección WNW - ESE, desde la extremidad de la dorsal Sur-Alborán al cabo de Figalo.

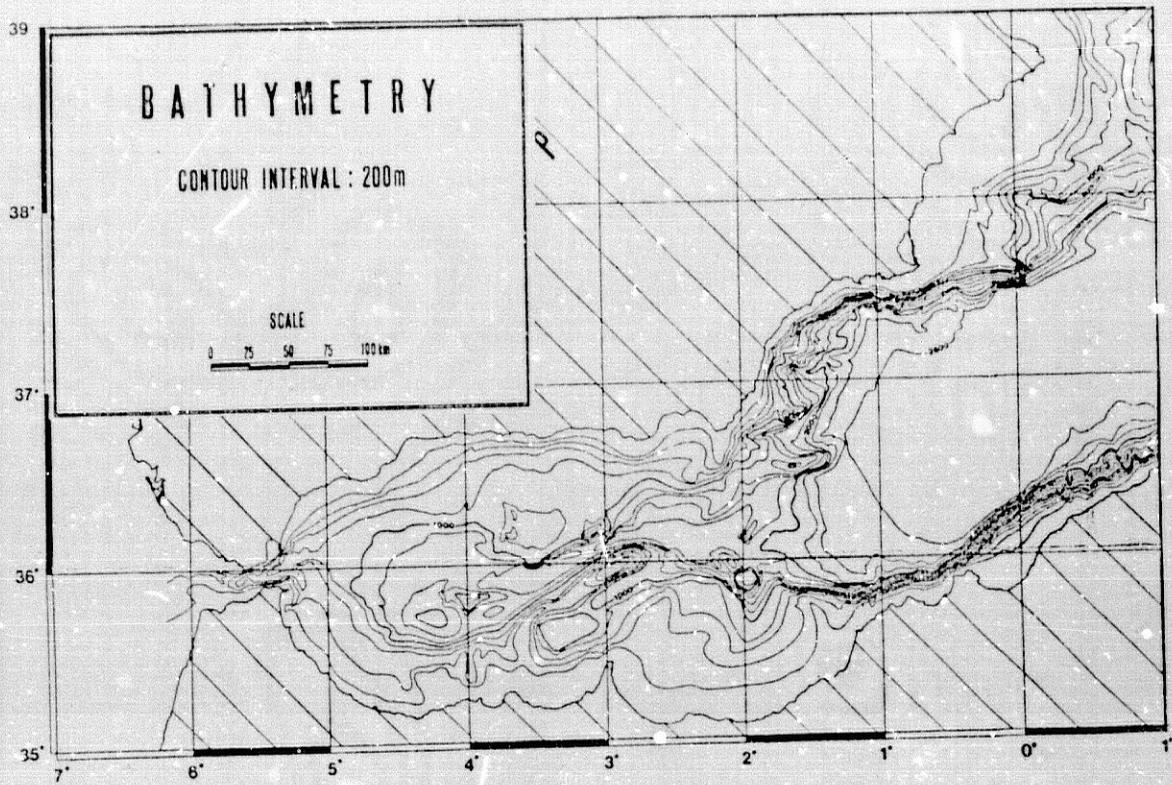


Fig. 3 - 1. Mapa batimétrico del Mar de Alborán (Finetti y Morelli, 1973).

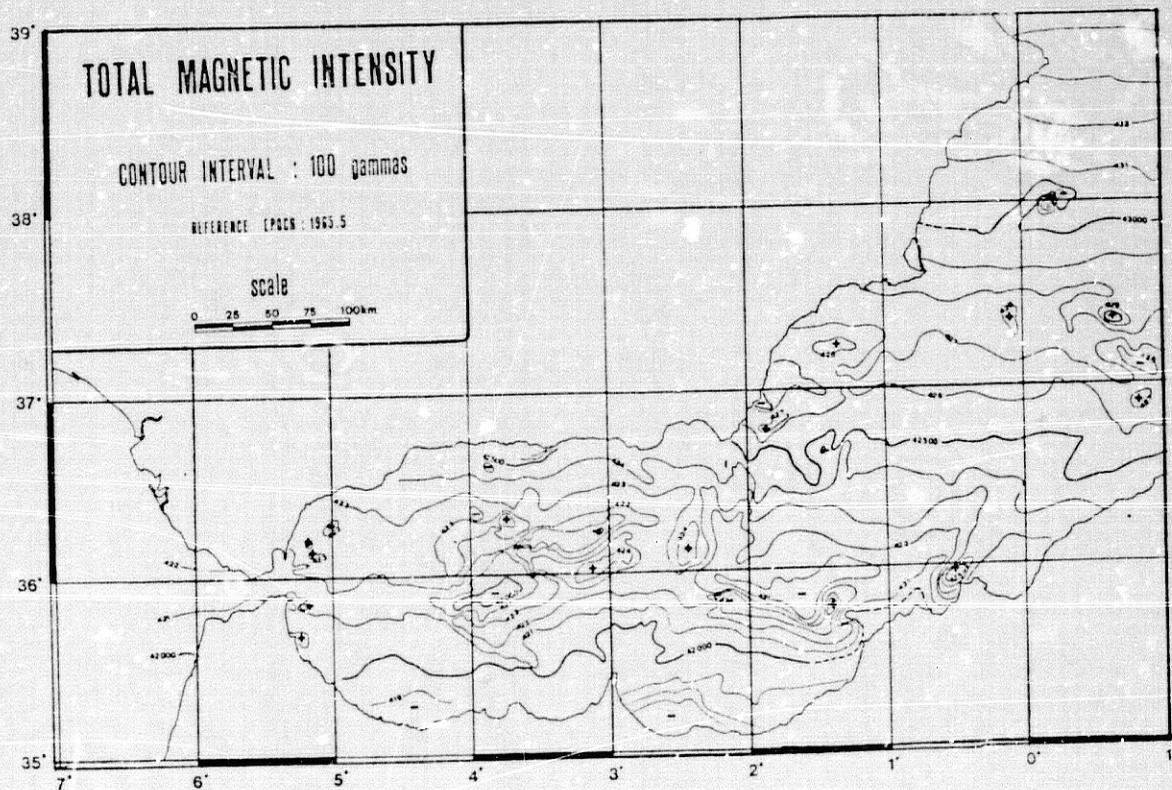


Fig. 3 - 2 Mapa magnético del Mar de Alborán (Finetti y Morelli, 1973).

Mar de Alborán

La dorsal Nor-Alborán

Se extiende sobre unos 120 Km desde el SW hasta el Golfo de Almería.

Esta dorsal es paralela a la dorsal Sur-Alborán. Su borde SW tiene una dirección NW - SE. En el borde NW existe una cuenca profunda.

La dorsal está cubierta por unos 500 m de sedimentos sueltos (Olivet et al, 1972). Solamente algunas estructuras volcánicas emergen, principalmente en el borde SE de la plataforma (unas 15 contabilizaron Gierman et al, 1968).

Los Bancos de cabo de Gata.

Al Sur del Golfo de Almería y del cabo de Gata, se extiende una zona de Bancos, cuyo basamento está tachonado de domos volcánicos.

Esta zona de bancos está separada de la dorsal de Alborán-Norte por una depresión. Al Este están limitados por una pendiente de dirección NE-SW, y al sur están limitados por otra que transcurre WNW-ESE.

LAS TRINCHERAS

El estrecho de Alborán

La característica más relevante de esta profunda trinchera de unos 40 Km de longitud es su orientación NE-SW, la misma que la trinchera que separa el banco de Chella y el cabo de Gata. También la trinchera de Alborán-Este tiene una dirección similar a las anteriores y es visible en más de 100 Km.

LAS CUENCAS.

Dos cuencas bien distintas forman el mar de Alborán, una en el Oeste y otra en el Este. Las dos de fondo relativamente plano están bordeadas de pendientes de naturaleza diversa, más sedimentaria en la cuenca Oeste y

Mar de Alborán

más rocosa en la Este.

La cuenca Oeste.

Esta cuenca está dividida, en su parte más profunda, en dos cuencas secundarias separadas por protuberancias en el zócalo, orientadas casi E-W y que se muestran en el fondo como zonas elevadas. Pero su relevancia no es tan importante como para considerarlas dos cuencas.

Al Norte de esta cuenca, y en el margen español, el basamento muestra características de una cuenca profunda bajo la pendiente continental entre 3 W y 5 W.

Igualmente, en el Sur, en el margen marroquí, una pequeña cuenca se aprecia en el basamento de la margen continental. En esta cuenca existe una gran potencia de sedimentos, detectados a través de perfiles petroleros, que alcanzan valores de hasta 6 Km (Martínez del Olmo 1985, com. oral). Esto implica una estructura distinta a la detectada en otros estudios, incluso la que proviene de sondeos mecánicos realizados en zonas de afloramientos del zócalo.

La cuenca Este.

Limitada al Este por el estrecho de Alborán, al Sur por la plataforma marroquí y al Norte por la pendiente de la zona costera almeriense, se abre esta cuenca hacia el Este, siguiendo un declive de más de 500 m, para tener un fondo casi plano desde 1.5 W. Al E y NE comunica con la cuenca Sur Balear (o Algero - Balear).

Resumiendo, el basamento conforma dos cuencas (al Este y al Oeste del Estrecho de Alborán), dos trincheras, dos dorsales (alternándose y con similar dirección NE - SW) y dos plataformas (la de Cabo de Gata y la de Caldeira).

ANOMALIAS MAGNETICAS.

La distribución de anomalías magnéticas (Fig. 3-2) es de difícil interpretación, están asociadas (pero no coincidentes) con la dorsal de Alborán y los declives de los márgenes de Almería - Cartagena y de Orán (Morelli y Nicollich, 1980).

Mar de Alborán

La distribución de anomalías magnéticas en el Mar de Alborán no es característica de cortezas oceánicas. Sus alineamientos parciales, unido a las características de la fracturación, han llevado a encuadrarlas dentro de movimientos de subplacas hacia el SW (Auzende et al, 1973, Leblanc y Olivier, 1984, Olivier 1984).

Lo que si es claro es la asociación de la anomalía magnética a la naturaleza volcánica de las intrusiones, localizadas en las fallas asociables a la Dorsal de Alborán y a los márgenes continentales mencionados.

Las características de estas anomalías magnéticas sugiere a varios autores un tipo de corteza de transición entre continental y oceánica (Galdeano y Rossignol, 1977 a, b, Vegas y Banda, 1982)

GRAVIMETRIA

Las anomalías gravimétricas de aire libre reflejan principalmente las características topográficas del fondo y son generalmente negativas, en correspondencia al carácter sedimentario de la cuenca.

Las anomalías gravimétricas de Bouguer han sido calculadas e interpretadas por Coron (1973), Bonini et al (1973) Van de Bosch (1974) y Morelli et al (1975). En ellas se distingue una zona de anomalías positivas altas en el Centro y Este de Alborán y negativas al Oeste, junto a las costas marroquíes, y con altos gradientes.

En el entorno de Alborán podemos observar valores altos (>100 mgal) de anomalías negativas en grandes áreas de las Béticas y Rif, (Fig. 3-3) asociadas a un mayor espesor de la corteza (en la zona Bética y Rif) y a una gran potencia de sedimentos en el Rif.

Los perfiles N-S en 3 W y 5 W y el perfil E-W a la altura de 36 N realizados por Hatzfeld (1976, 1978) mostraron lo que habían puesto de manifiesto los perfiles sísmicos: una corteza adelgazada en el centro de Alborán que se engrosa al N y al S (Fig. - 3-4) y también un engrosamiento de Este a Oeste.

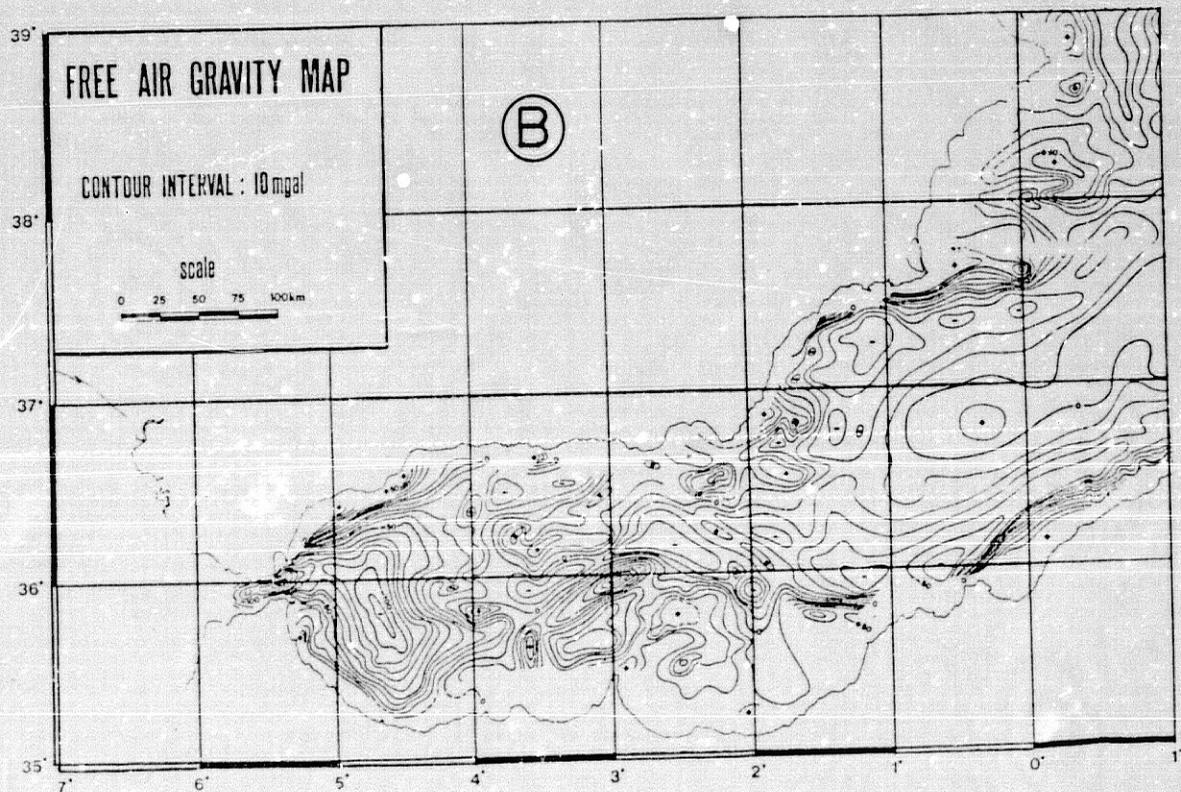
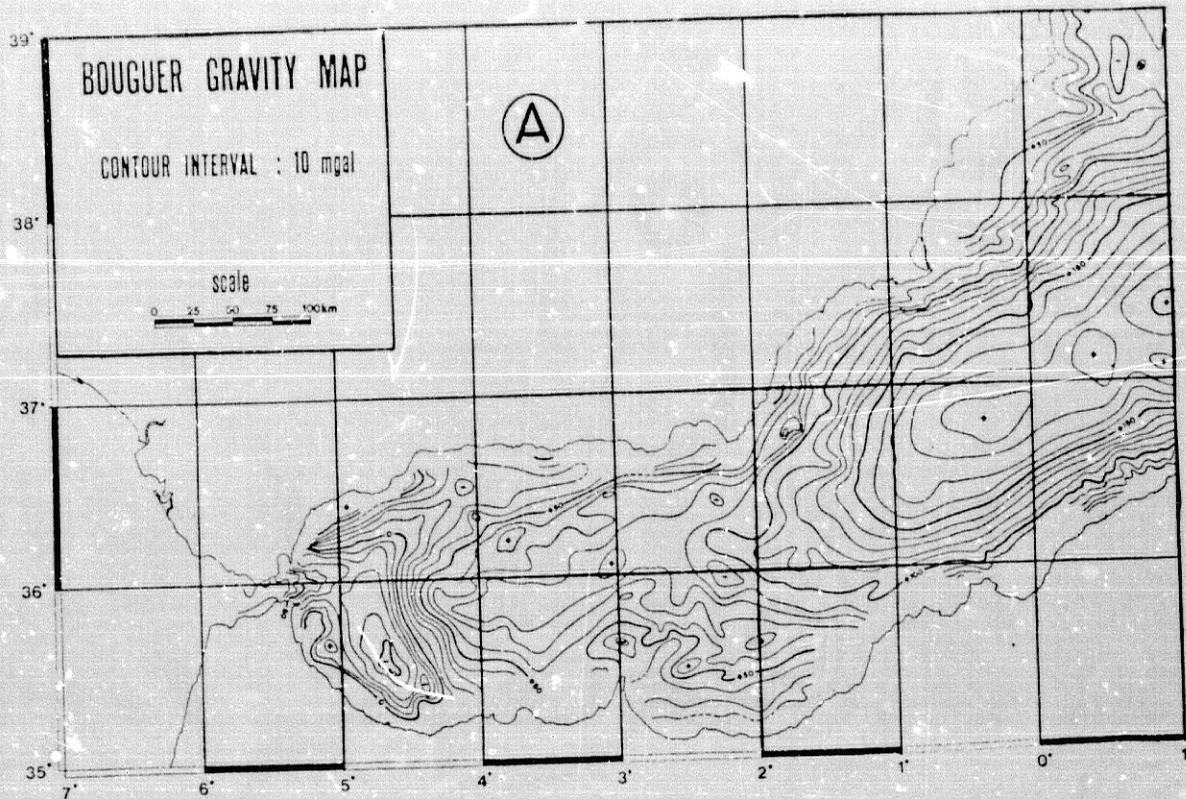


Fig. 3 - 3. Mapa de anomalia Bouguer (A) y de aire libre (B), según Finetti y Morelli (1973).

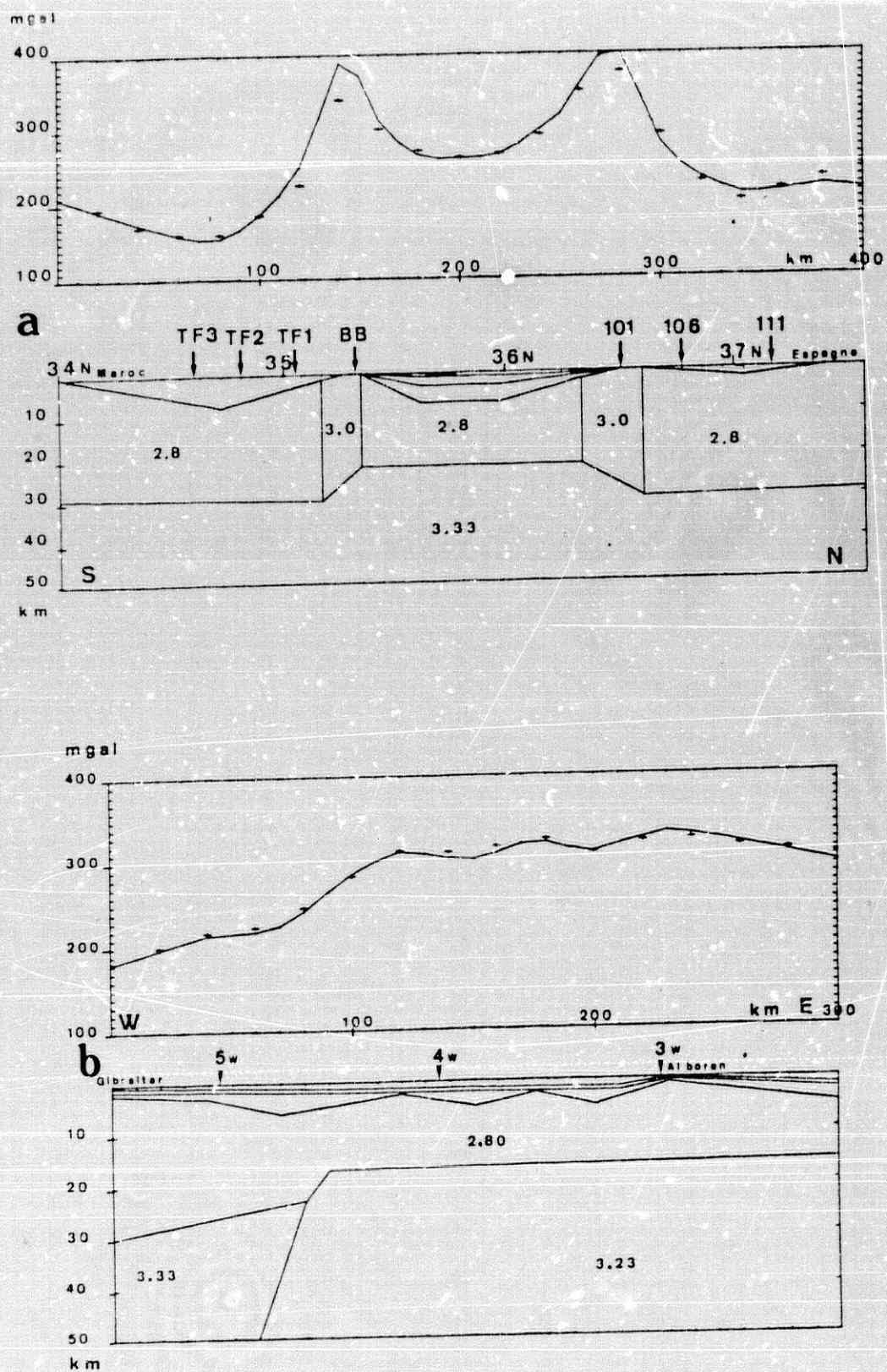


Fig. 3 - 4. Cortes gravimétricos del Mar de Alborán para la anomalía de Bouguer (+ observada ; línea continua : calculada)
 a) Perfil N-S en 5° W. b) Perfil E-W en paralelo 36° .
 (Hatzfeld, 1978).

Mar de Alborán

DATOS SISMICOS

La sísmica de reflexión ha permitido trazar el sustrato del Mar de Alborán y los distintos horizontes que separan cada una de las capas sedimentarias.

La cobertera sedimentaria en la zona N de la cuenca W y teniendo en cuenta además la perforación DSPS 121 nos muestra:

- unos 290 metros de margas pelólicas del Cuaternario con una razón de sedimentación de 20 cm/1000 años.

- 380 metros de margas y arenas de turbiditas del Plioceno, con una razón de sedimentación de 23 cm/1000 años.

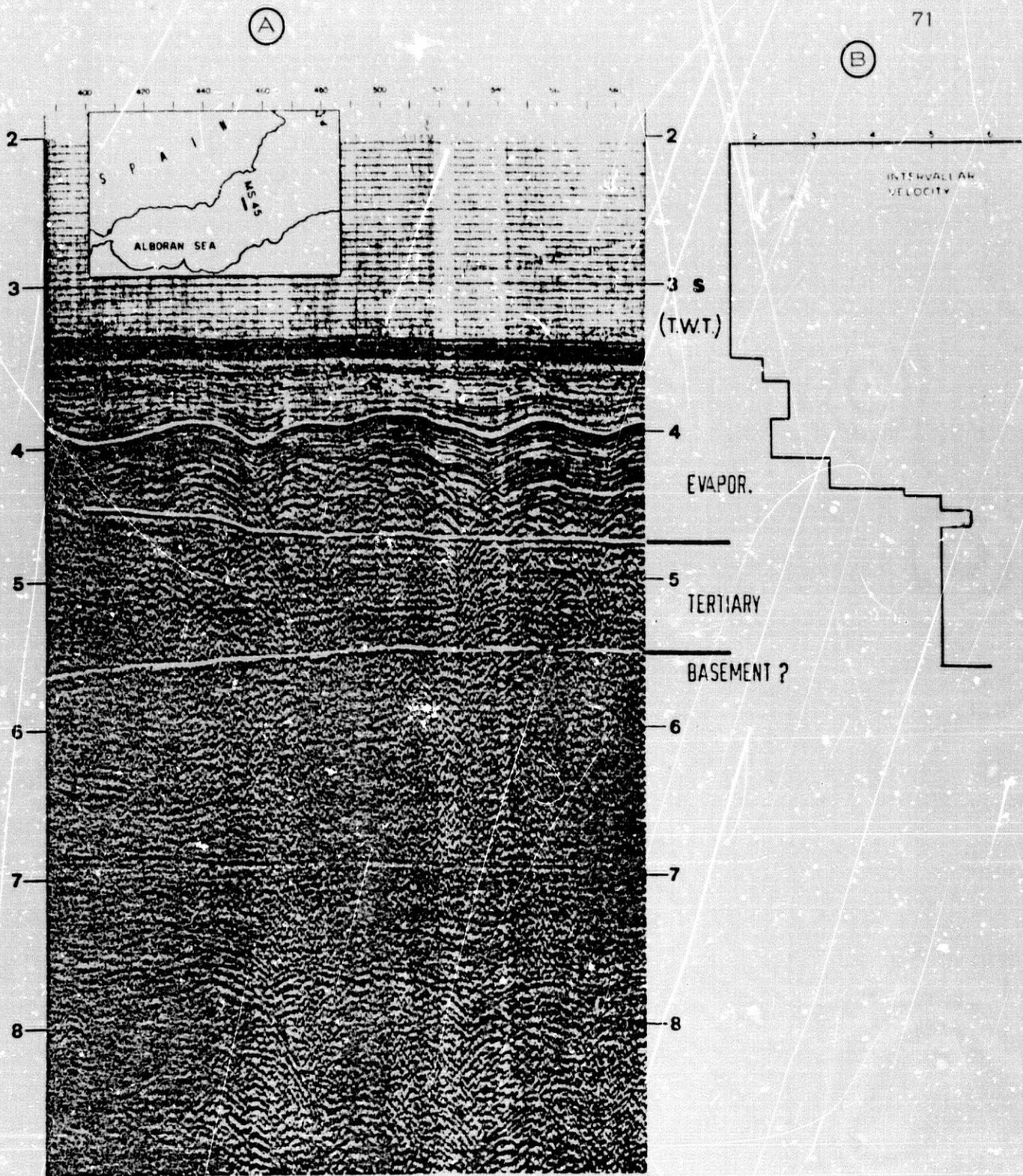
- 195 metros de margas consolidadas del Tortoniense que reposan sobre el sustrato (Olivet et al, 1972).

Las series pliocuaternarias permanecen completas y sus sedimentos están relativamente sueltos en contraste con las series Messiniense y Tortoniense que faltan en parte y que están más consolidadas.

Así, en la Cuenca de Alborán W, la capa de sedimentos pliocuaternaria es de unos 700 a 1000 metros en su parte N, en contraposición de unos 200 a 300 metros y 500 metros en distintos puntos de la pendiente de largen marroquí, llegando a ser de 1500 metros y 3000 metros en su parte central (Olivet et al, 1972, 1973). Sin embargo el espesor total de la capa sedimentaria obtenidos en prospección petrolera, alcanza valores mucho más altos, del orden de varios Km. (Martínez del Olmo, 1985, com. oral).

En la cuenca oriental, el perfil MS-45 (Fig. - 3-5 y 3-6), muestra una serie pliocuaternaria de unos 500 a 600 metros, una serie de evaporitas miocenas de 1800 a 1900 metros y una serie miocena y terciaria de 1200 a 1300 metros (Finetti y Morelli, 1973).

Los perfiles sísmicos de refracción realizados en el Mar de Alborán (WGDSS in Alboran Sea, 1974, 1978), han sido interpretados por Hatzfeld y Boloix (1978), WGDSS (1978), Hatzfeld (1978), etc., y coinciden en una corteza continental adelgazada (entre 15 y 18 Km), con una velocidad media de ondas P del orden de 6.1 Km/seg, sobre un manto de



A) Fig. 3-5. Línea Sísmica con las superficies reflectoras claras (Perfil MS 45).

B) Fig. 3-6. Estructura de velocidad deducida del perfil.

A y B: Espesores de las capas: Pliocuaternario (500 a 600 m.). Evaporitas miocenas (~1900 m). Sedimentos miocenos o terciarios (~1300 m), según Morelli y Nicolich (1980).

Mar de Alborán

baja velocidad (7.5 a 7.9 Km/seg.).

El engrosamiento de la corteza hacia el N y hacia el S es claro a partir del centro de Alborán. Así, hacia el N, en 3° W, la corteza llega a alcanzar 40 Km bajo Sierra Nevada y en 5° W, alcanza los 30 - 35 Km. Hacia el S el engrosamiento más paulatino y puede observarse una corteza de unos 25 Km a la altura de 35° N y de unos 35 Km a 34° N, con una pendiente del 5% en el perfil de 3° W y un engrosamiento más rápido en 5° W. (Fig. 3-7).

Las velocidades medias de la onda P, obtenidas por Hatzfeld (1978), en el perfil 3° W es de 6.1 Km/seg para la corteza y 8.0 Km/seg para el manto superior. En el perfil 5° W, es de 6.2 Km/seg para la corteza y 8.6 Km/seg para el manto superior (velocidad ésta demasiado alta y tal vez achacable a una valoración en exceso de la capa sedimentaria o a un perfil inverso incompleto).

En el perfil E - W, desde Beni-Bouchera a la isla de Alborán, la velocidad de la P para la corteza es de 6.2 Km/seg y en el manto superior de 7.5 Km/seg (Fig.- 3-8).

Con respecto al grosor litosférico del Mar de Alborán, los datos son menos concluyentes, pero suficientes para definirlo del orden de unos 80 a 90 Km (Marillier, 1982, Marillier y Mueller, 1985). La estructura calculada por ellos (Fig.- 3-9) muestra un engrosamiento litosférico bajo las Béticas.

La diferencia estructural entre la región de Alborán y sus áreas adyacentes es puesta de manifiesto por los distintos valores Q obtenidos para estas áreas, como ya se ha visto en el capítulo anterior.

Los valores \bar{Q} calculados desde datos temporales (De Miguel y Vidal, 1982) muestran una atenuación mayor (Fig. 2-17) para recorridos Argelia-MAL ($Q = 181 \pm 38$) que para Argelia-TOL ($Q = 208 \pm 44$) y de igual forma los datos espectrales dan valores de $Q = 220 \pm 21$ y 258 ± 22 para los recorridos anteriormente citados (Romacho et al, 1983).

Con la inversión regionalizada a partir de datos espectrales se obtuvieron los siguientes valores Q^{-1} :
 Q^{-1} Mar de Alborán = $10.5 \pm 3.4 \times 10^{-3}$; Q^{-1} Béticas = $12.0 \pm 2.9 \times 10^{-3}$ y Q^{-1} Marruecos = $5.4 \pm 1.5 \times 10^{-3}$.

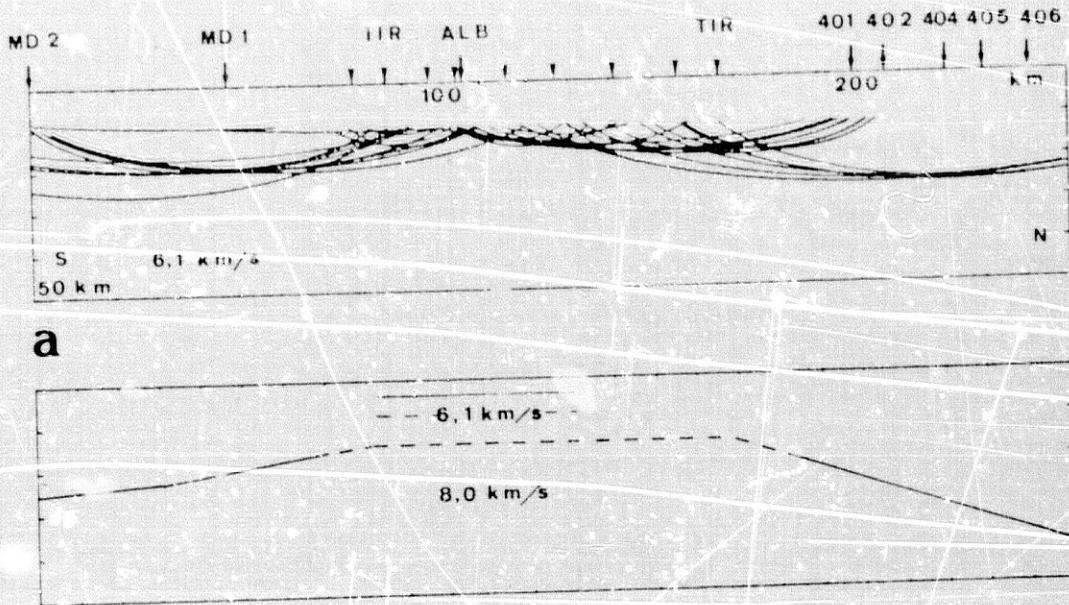


Fig. 3-7a. Perfil 3°W. Estructura de la corteza y manto superior mediante ondas reflejadas (arriba) y ondas refractadas (abajo).

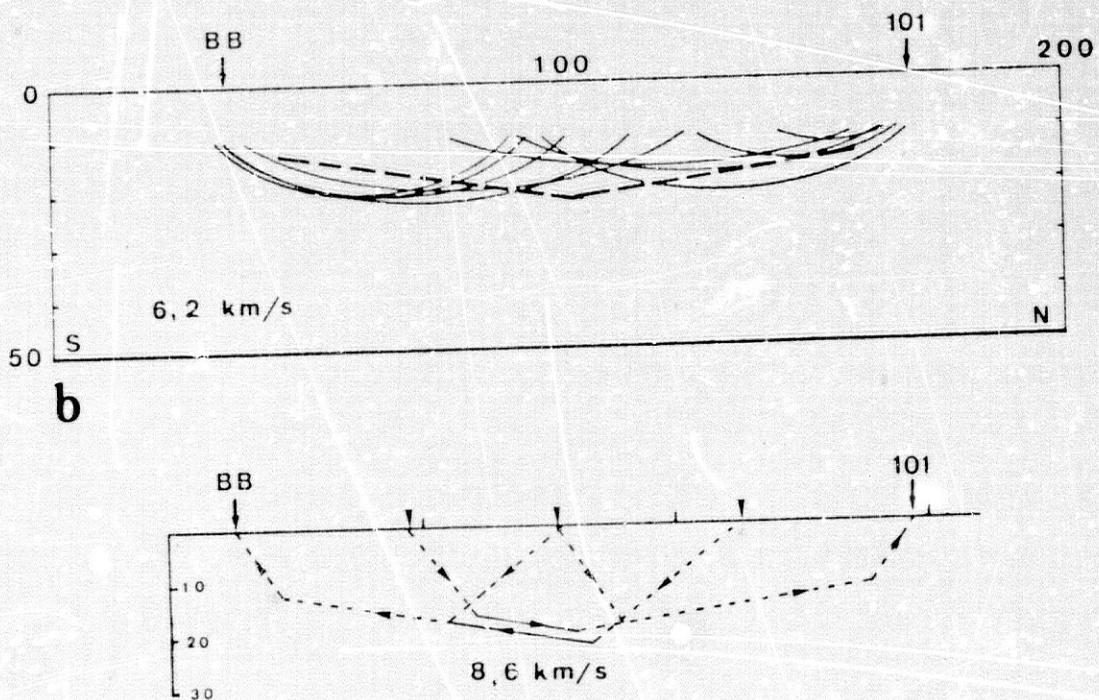


Fig. 3-7b. Perfil 5°W. Idem que figura anterior.



Fig. 3-8. Corte siguiendo el perfil EW. a) Elipses ligados a los puntos de reflexión. b) Corte diseñado por las ondas reflejadas. (Hitzfeld y Frogneux, 1980).

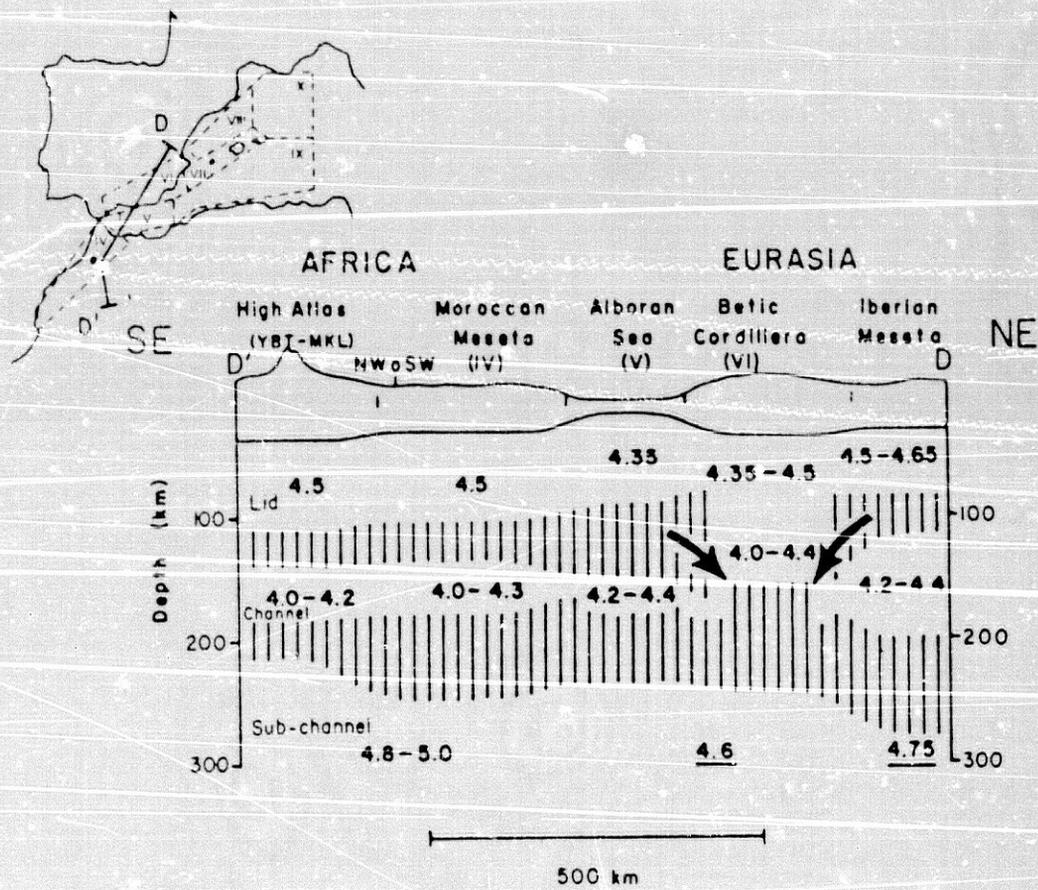


Fig. 3-9. Corte vertical del manto superior a través de la línea D'D (trazada en la parte superior de la figura). Los números son las velocidades de las ondas de cizalla (Km/s) y el rayado el rango de profundidad de las zonas de transición entre las capas (según Marillier y Mueller, 1985).

CAPITULO IV

EVOLUCION TECTONICA

DE LAS BETICAS.

CAPITULO IV

EVOLUCION TECTONICA DE LAS BETICAS.

Para comprender la estructura y la red de fallas y fracturas de las Cordilleras Béticas, hay que hacer un breve bosquejo de los episodios más importantes de la evolución de la cadena, ya esbozados en la evolución de las Béticas - Alborán, y sobre todo analizar las deformaciones posteriores a la orogenia alpina, esto es, la neotectónica.

CRETACEO - OLIGOCENO

En el Cretáceo Superior existen indicios de actividad tectónica en las Zonas Externas, depositándose las "capas rojas" (Estevez y Sanz de Galdeano 1983). El acercamiento Africa - Iberia comienza y se manifiesta en adelante (Dewey et al 1973, Didon 1973, Biju-Duval et al 1977, Auzende 1978, Durand-Delga y Fontboté 1980, etc.).

Durante el Eoceno este acercamiento es casi N-S (Biju-Duval et al 1976, Tapponier 1977). Se produce un segundo evento tectonometamórfico que probablemente acabaría en la estructuración en mantos actual de las Zonas Internas. En las Zonas Externas los movimientos quedan atestiguados por discordancias ligadas a pliegues e incluso a cabalgamientos.

En el Oligoceno se producen deslizamientos laterales importantes. Leblanc y Olivier (1984) suponen una traslación del bloque de Alborán, limitado por los accidentes Nor-Bético y el de Jebha casi paralelos, mientras que Tapponier (1977) lo supone como un deslizamiento WSW de una cuña triangular (el bloque de Alborán).

Evolución de las Béticas.

MIOCENO

En el Mioceno Inferior se produjo un adelgazamiento del Mar de Alborán, y continuaría el desplazamiento del bloque de Alborán hacia el W (Estevez y Sanz de Galdeano, 1983) o hacia el WSW (Leblanc y Olivier 1984).

Se produce la estructuración del Subbético y el cabalgamiento de las Zonas Internas sobre las Zonas Externas. Ciertas formaciones plásticas (flysch) y elementos carbonatados de las dorsales invaden la zona límite entre las Zonas Externas y las Zonas Internas, especialmente en el área andaluza del arco de Gibraltar (Estevez y Sanz de Galdeano, 1983).

Los movimientos tienen un carácter generalmente más compresivo (no sólo a nivel del zócalo, sino también a nivel superficial) que los del Mioceno Medio (Jerez Mir, 1981).

El Mioceno Medio, mal conocido en general, es una etapa de orogénia relativa, según Leblanc y Olivier (1984). Según otros, se producen retrocorrimientos hacia el S que afectan a los flyschs y a las "arcillas con bloques", con materiales que cabalgan sobre otros de las Zonas Internas (Jerez Mir, 1981, Rodríguez Fernández, 1982, Estevez y Sanz de Galdeano, 1984), aunque estos desplazamientos son más antiguos según se va de E a W.

Verdaderamente la disposición de materiales ha sido trastocada por la fase intensamente compresiva, denominada "post-Serravaliense" (Mioceno Medio Superior), que provoca pliegues y fallas.

NEOTECTÓNICA

La separación entre tectónica, tarditectónica y neotectónica (que representan las clásicas estructuras finigeosinclinales, tardigeosinclinales y postgeosinclinales), es difícil de establecer y es en cierta medida relativa, dependiendo de la interpretación que se de a las estructuras. Por ello, separaremos como neotectónica para las Béticas - Alborán, la parte más reciente del Neógeno, donde los fenómenos tectonogenéticos mayores parecen acabados, esto es, desde el Mioceno superior. Aunque en diferentes lugares continúa el desplazamiento de mantos (como movimientos gravitatorios posteriores a los episodios paroxísmicos), como p.e. en la Depresión de Guadalquivir

Evolución de las Béticas.

hasta el Tortoniense Superior (Montenat, 1977).

Así, el distinto grado de separación de la estructura ligada a la fase orogénica alpina, nos definiría la separación entre tectónica y neotectónica como un período de transición (o tarditectónico) claro en algunos sitios (la individualización de las Depresiones intramontañosas de Granada, Guadix-Baza, Murcia, Vera, etc.) y menos claro en otros (Prebético, Depresión del Guadalquivir).

Así pues, desde el Tortoniense la separación de la fase alpina (s.s.) parece más clara, aunque los procesos que continúan están influenciados por la estructuración anterior.

TORTONIENSE

Desde el Tortoniense se distinguen épocas en las que parecen predominar las distensiones o las compresiones, pero esta valoración puede ser debida a dar preponderancia a los regímenes actuantes en un sector u otro y a carecer de una información completa del conjunto bético. Esto puede también aplicarse a otros períodos interpretados como rápidas secuencias compresivas y distensivas alternantes.

Para Leblanc y Olivier (1984) la convergencia Europa-Africa en el sentido N - S se renueva al principio del Tortoniense y un nuevo bloque de Alborán es expulsado hacia el WSW para quedar bloqueado al final del Tortoniense Inferior.

Al principio del Tortoniense se produce en la zona Bética (s.s.) una fracturación importante. Las fracturas importantes pre-existentes NW-SE, NNE-SSW y E-W actúan ahora como fallas normales. Esto reguló la distribución de surcos, fosas y semifosas, fuertemente subsidentes y estrechamente compartimentadas (Montenat 1977, Estevez y Sanz de Galdeano 1983).

Comienza pues la individualización de las depresiones, depositándose materiales detríticos gruesos continentales y marinos, que alcanzan en algunos lugares varios millares de metros de potencia (Montenat 1977, Bousquet 1978). En ciertos lugares, como p.e. la región de Murcia, la sedimentación marina turbidítica es muy intensa. La batimetría de esta región es superior al millar de metros y la potencia de los sedimentos acumulados se da como medida

Evolución de las Béticas.

del intenso fenómeno distensivo (Fig. 4-1) supuesto para este lapso de tiempo (1 a 2 M.A.). Este proceso sería el responsable de las cuencas del Mar de Alborán (Montenat, 1977).

Pero por otro lado, la subsidencia en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas es extremadamente lenta (Montenatt, 1973) y las cuencas del Rif nor-oriental no se individualizan aún.

Además existe evidencia de una fase compresiva intratortoniense puesta en evidencia por Estevez et al (1982) en las Béticas Centrales, con ejes de compresión de N 130 E a N 160 E, o en la depresión de Sorbas, donde las fallas presentan un funcionamiento con componente en dirección durante el Tortoniense - Messiniense (Ott D'Estevou, 1980).

En el Tortoniense Superior la transgresión es importante y es uno de los hechos más relevantes de la paleogeografía del Neógeno reciente. El mar invade ciertas áreas en el dominio bético. La subsidencia de las áreas externas nor-occidentales de las Béticas favoreció el deslizamiento de materiales por gravedad hacia la Depresión del Guadalquivir, lo que generó unos potentes depósitos mio-pliocenos en dicha cuenca.

Los fenómenos asimilables a una distensión parecen predominantes, pero en algunos lugares no son tan claros como los ya arriba indicados, p.e. una fase breve y muy localizada de compresión ha sido reconocida entre el Tortoniense y el Messiniense en la región de Melilla (Groupe de la Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar: G.R.N.A.G., 1977).

MESSINIENSE

En el Messiniense (final del Mioceno Superior), la sedimentación marina se hace más fina, lo que testimonia una destrucción notable de relieves. Esta etapa de evolución paleogeográfica ha sido precedida de algunos movimientos tectónicos. Algunos sectores, como p.e. en la zona de Puerto Lumbreras, Huercal-Overa, Sorbas, etc., muestran una discordancia del Messiniense sobre el Tortoniense, resultado de movimientos diferenciados y el rejuego de ciertas fallas como normales. Esto hace que los depósitos carbonatados (a veces recifales) estén repartidos en los márgenes y altos fondos, mientras que los sedimentos fangosos lo hacen en los

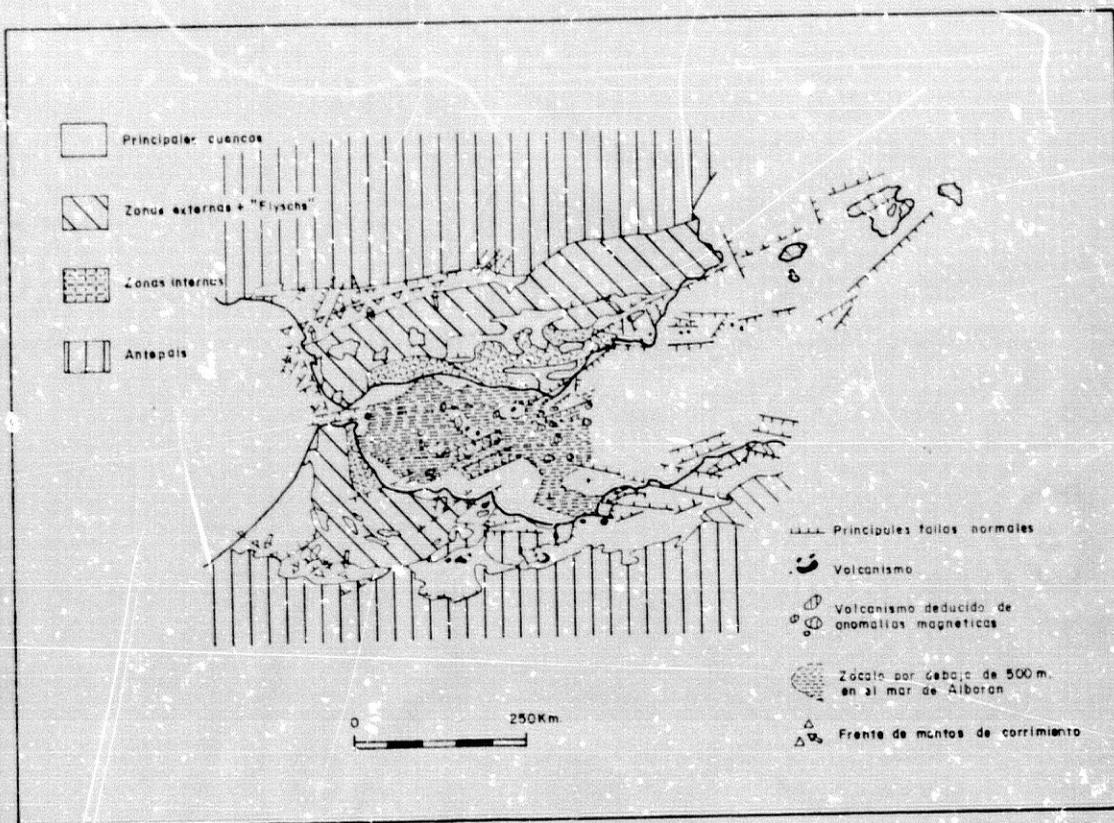


Fig. 4-1. La distensión del Tortoniano al Cuaternario antiguo. (G.R.N.A.G., 1977).

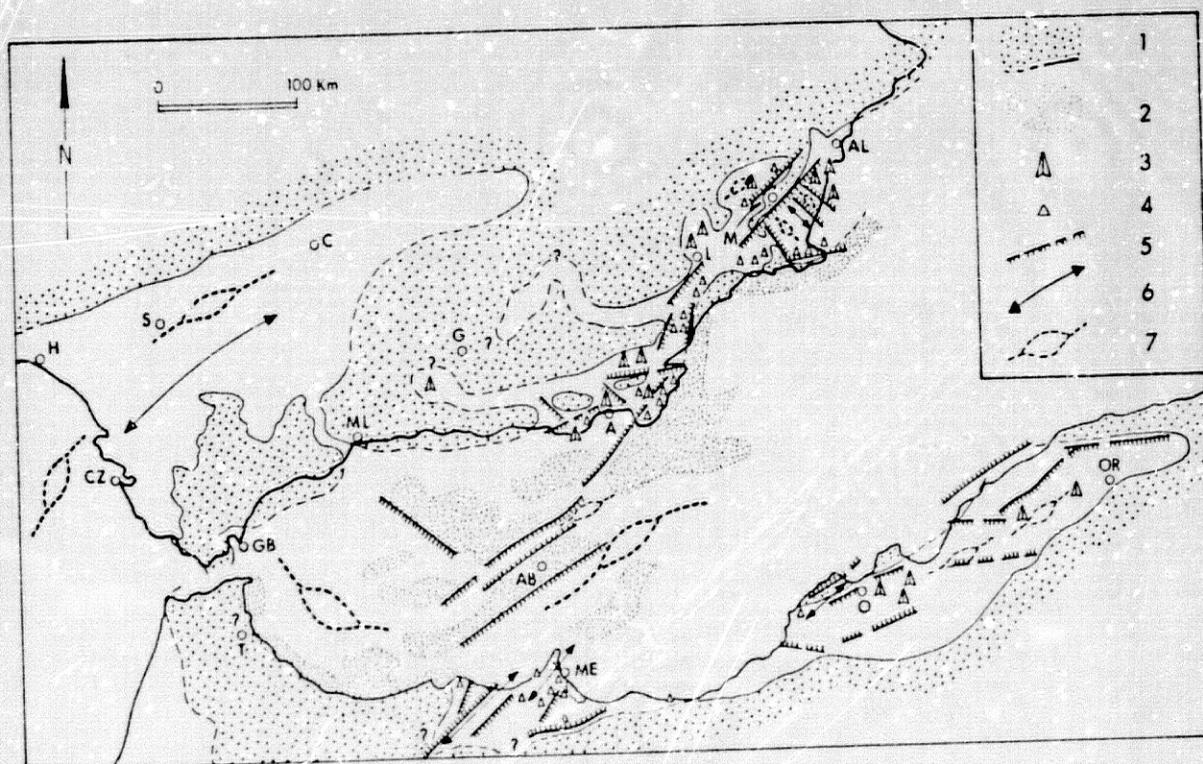


Fig. 4-2. Esquema paleogeográfico del Messinense. (G.R.N.A.G., 1977).
 1. - Límite de extensión máxima del mar Messiniense.
 2. - Extensión de tierras emergidas en el mar de Alborán, según datos geofísicos.

Evolución de las Béticas.

sectores más subsidentes (fig. 4-2).

Durante el Messiniense la paleogeografía indica una evolución considerable. Las cuencas de las Zonas Externas sufren una emersión precoz ligada a una surrección general; se cierra el estrecho Nor-Bético, que unía el Atlántico con el Mediterráneo a través del Guadalquivir, igual sucede con el estrecho Sur-Rifeño.

En algunos lugares, como p.e. la Depresión de Granada, es al final del Tortoniense-principios del Messiniense cuando los depósitos pasan de medio marino a medio continental (Estevez y Sanz de Galdeano, 1983).

Durante el Tortoniense y el Messiniense se manifiesta un volcanismo calcoalcalino (Fig. 4-1 y 4-2) en la parte oriental de las Cordilleras Béticas. Muy a menudo estas acciones eruptivas se han manifestado siguiendo el trazado de las fallas activas que limitan las cuencas de Vera, Mazarrón, etc. (Bousquet, 1978).

PLIOCENO

El Plioceno se caracteriza por el restablecimiento de un medio marino abierto (apertura definitiva del Estrecho de Gibraltar). El estrecho Nor-Bético no volverá a abrirse y la Depresión del Guadalquivir queda como un gran golfo abierto al Atlántico (Fig. 4-3), continuándose la sedimentación.

En las cuencas mediterráneas el mar se retira de los dominios alcanzados en el Mioceno Superior. Los materiales del Plioceno Inferior aparecen así discordantes respecto a su substrato en ciertos sectores, p.e. en los bordes de una cuenca, y suceden en continuidad al Messiniense en el centro de la misma (p.e. en la cuenca de Vera). También aparecen localmente deslizamientos de olistolitos en la proximidad de fallas activas (Montenatt, 1974, 1977).

En muchos puntos se localiza una discordancia intrapliocena y existe una superficie de glaciares generalizada, en especial en la parte central de las Cordilleras Béticas (p.e. en la Sierra de Arana, en algunos bordes de Sierra Nevada, etc.).

El Plioceno Superior es discordante en muchos puntos y

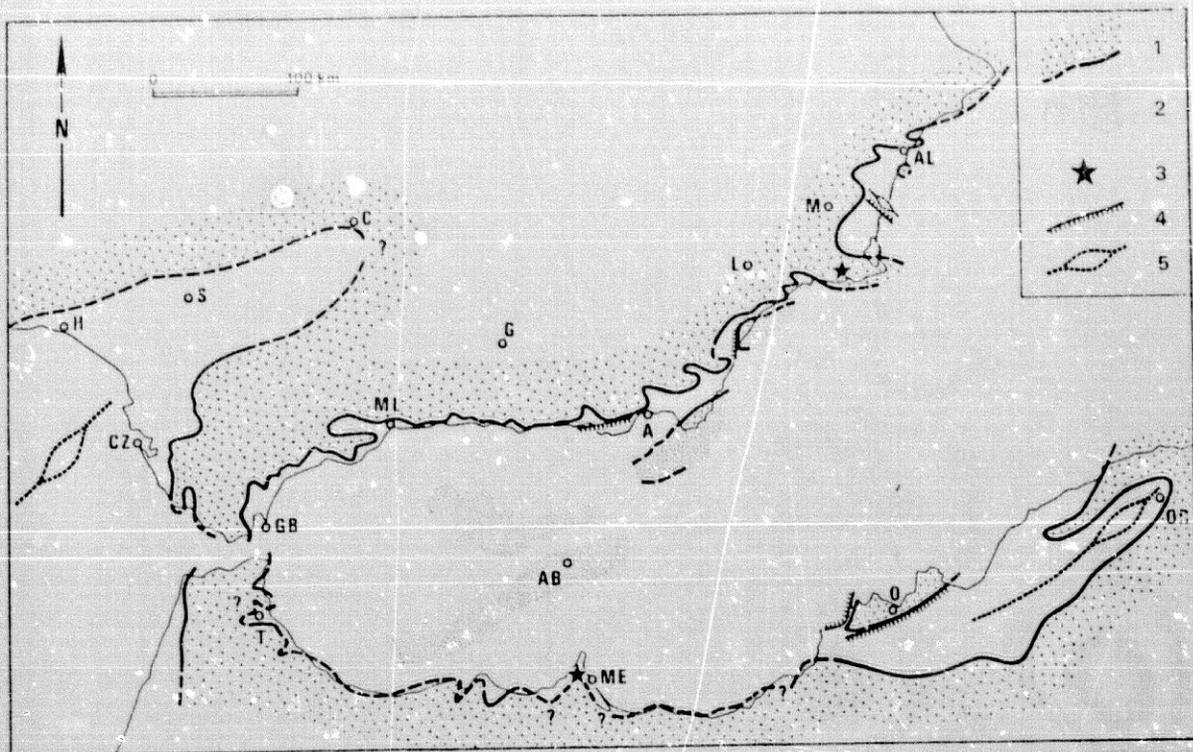


Fig. 4-3. Esquema paleogeográfico del Plioceno Inferior (P.I.).
 1. Límite de extensión máxima del mar en el P.I. 2. Tierras emergidas. 3. Volcanismo alcalino plioceno. 4. Fallas normales y pliegues activos durante la sedimentación. 5. Zona de fuerte subsidencia. (Montenat y G.R.N.A.G., 1977).

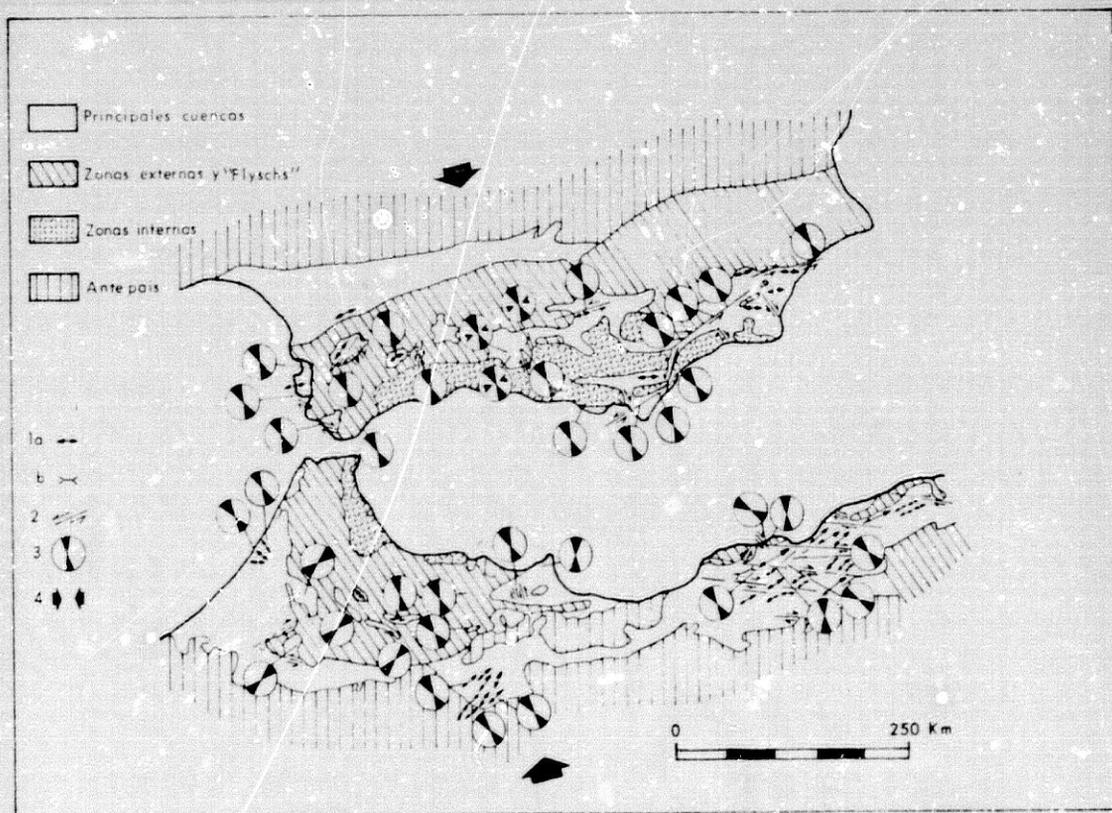


Fig. 4-4. La compresión del Cuaternario antiguo. 1. Principales pliegues (a) anticlinal, (b) sinclinal. 2. Desgarres. 3. Direcciones de acortamiento, tomadas de medidas microtectónicas. 4. Dirección general de acortamiento.

Evolución de las Béticas.

también se presenta juntamente con el Cuaternario Inferior.

Los movimientos pliocenos en la vertical son importantes en algunos sectores, con creación de fuertes relieves, como p.e. los de Sierra Tejeda y Sierra Almirante (Sanz de Galdeano, 1985), y que están gobernados por fracturas. Existen áreas subsidentes reducidas, controladas por fallas, que son los responsables de bruscas variaciones de espesor de los depósitos o del emplazamiento de olistolitos, como p.e. las fallas de San Miguel de Salinas o de Garrucha en la cuenca de Vera (Montenatt, 1974), y áreas que manifiestan una elevación gradual importante, que continuará durante el Cuaternario.

Las emisiones volcánicas del Plioceno Superior son basaltos alcalinos, como p.e. los de Cartagena (Montenatt y Bizon, 1976). Este mecanismo es la expresión de una fisuración cortical profunda (Bousquet, 1978).

CUATERNARIO

Durante el Cuaternario antiguo comienza una tectónica compresional con plegamientos y fallamientos inversos y de desgarre sub-verticales con un comienzo no muy bien datado (Bousquet, 1978, 1979). Realmente se sigue con la caracterización algo distinta entre Béticas Orientales, Centrales y Occidentales.

Es sobre todo en el Cuaternario cuando hay que aplicar distintos métodos para dilucidar claramente la evolución en este período. Así, serán imprescindibles estudios de microtectónica, estratigrafía, geomorfología, hidrogeología, geofísica, paleosismología, etc..

Las deformaciones observables en el Cuaternario antiguo (Fig 4-4) son de importancia bien distinta, pliegues a veces de escala kilométrica o microestructuras (estrias, microfallas,...). Pero esta fase es clara en distintas zonas, p.e. entre Jerez y Teba pasando por Arcos o en Vejer y en Ronda, en las depresiones de Granada y de Guadix-Baza o entre Almería y Alicante en las cuencas existentes y a lo largo de los accidentes principales. Los desgarres están mal evaluados pero los pliegues dan idea de la intensidad de las deformaciones.

En la cuenca del Guadalquivir las deformaciones son mínimas (pliegues del Coronil, domo de Carmona - Marchena).

Evolución de las Béticas.

Durante el Cuaternario medio y reciente persiste el esquema general compresivo (Fig.- 4-5 y 4-6).

En las Béticas orientales, las fallas que habían funcionado en el período Tortonense - Plioceno se reactivan como fallas inversas y de desgarre en el Cuaternario. Así, las fallas de dirección NE o NNE funcionan como de desgarre sinistrorsas, mientras que sus conjugados actúan como dextrorsas.

Los pliegues desarrollados por esta compresión (p.e. en Hurchillo y Benejuzar, cerca del Bajo Segura) son de dirección aproximada E - W, salvo en las cercanías de las grandes fallas de desgarre, donde su orientación es casi paralela a las mismas (Bousquet y Philip, 1976), como p.e. en los accidentes de Carboneras, Alhama de Murcia, de Palomares, de la falla de San Miguel (en Torre Vieja), etc..

La diferencia de altitud entre los depósitos pliocenos de Sorbas y Níjar, indican la importancia de los movimientos pleistocenos. Así, en la Depresión de Sorbas se forman pliegues de dirección N 120 y escala hectométrica, con una fracturación frecuente en desgarres conjugados N 20 y N 120 (Montenatt y Ott D'Estevou, 1977).

Antes del Cuaternario medio hay que destacar el intenso plegamiento al E de Orihuela con eje E - W, donde los materiales del Mioceo superior buzan perpendicularmente en el lado N del plegamiento (Bousquet, 1979).

En el Cuaternario reciente se observa que la actividad compresiva persiste durante el Tirreniense (como podrá verse más adelante al comentar la deformación de los litorales) existiendo algún rasgo distensivo local E-W (Bousquet et al 1975) (Fig.- 4-7).

En las Béticas Centrales se observan rasgos de compresión generalizada sobre todo desde el Cuaternario medio, pero en el Cuaternario antiguo también se aprecian desplomes y movimientos en falla normal de materiales plio - cuaternarios.

Se constituyen los depósitos de la "formación Alhambra" o continúan los de la "formación Jun" y la "formación Guadix" hasta el final del Pleistoceno, y en el Pleistoceno Medio y Superior los conos de deyección de la Zúbia, de Padul-Dúrcal, etc.

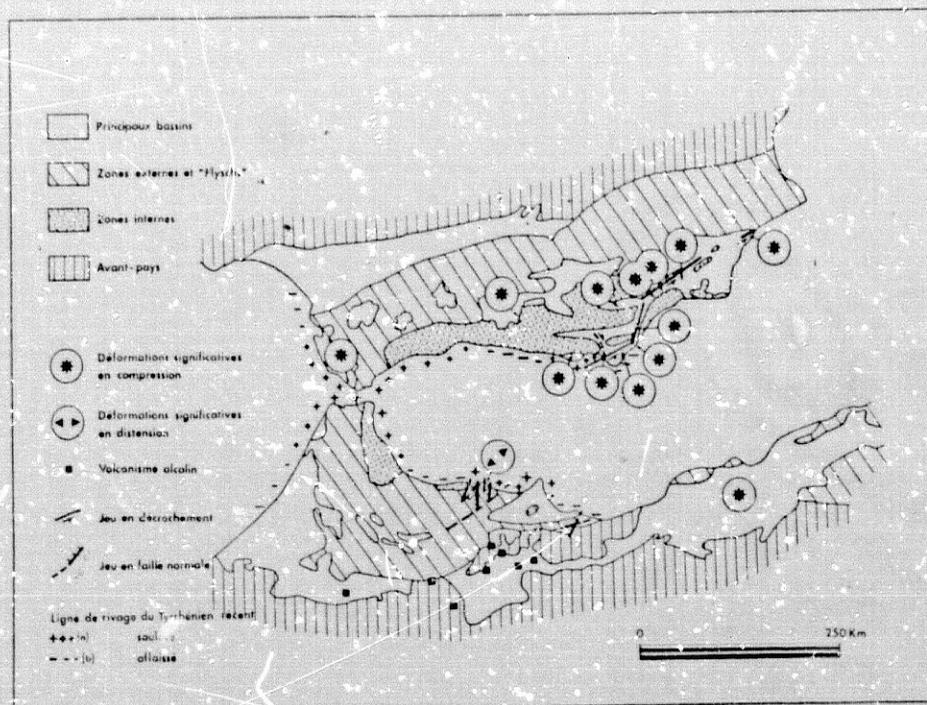


Fig. 4-5. La compresión del Cuaternario Medio y Reciente.
(G.R.N.A.G., 1977).

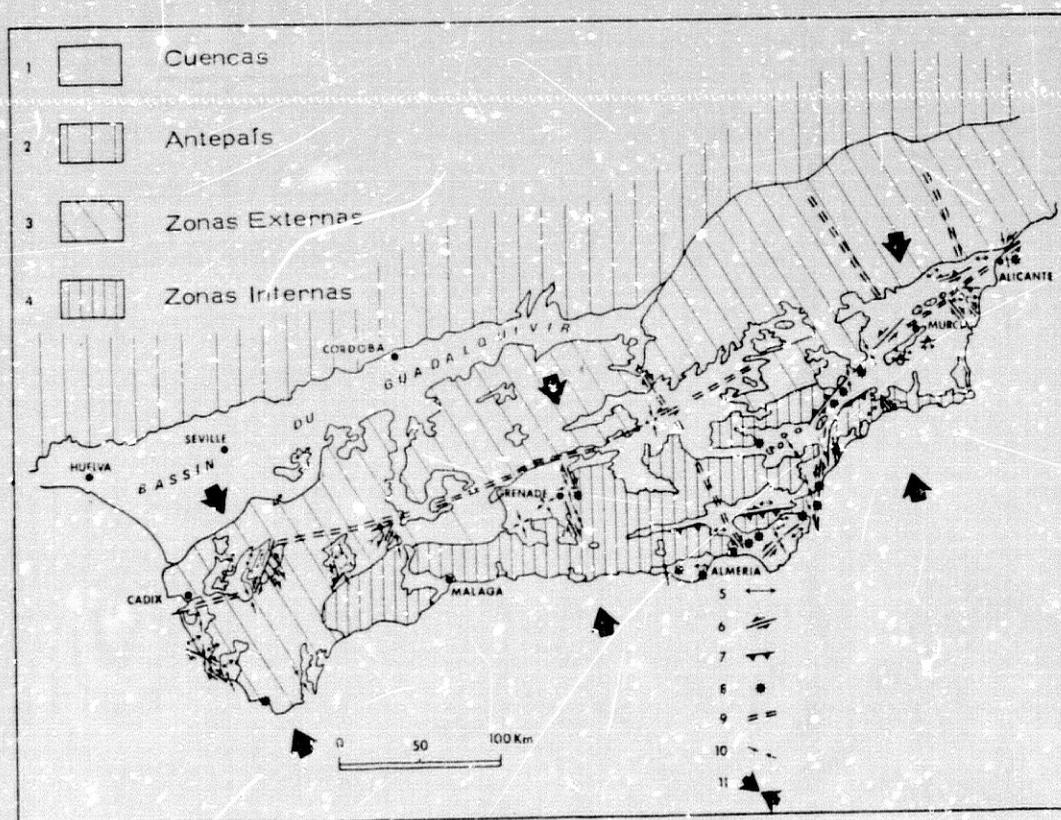
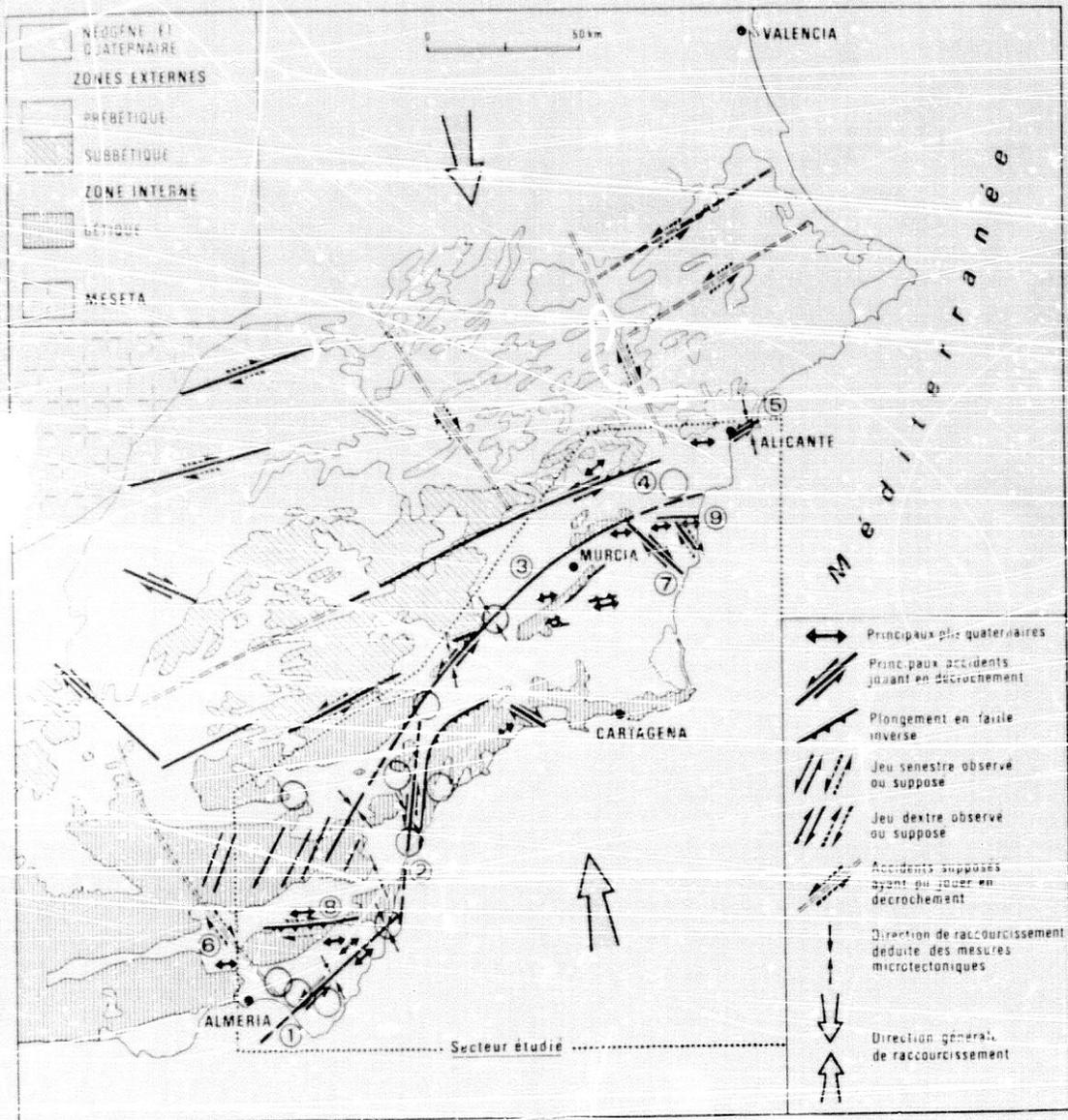


Fig. 4-6. La compresión cuaternaria a partir del Cuaternario antiguo. 5. Pliegues cuaternarios. 6. Accidentes de desgarre. 7. Fallas inversas. 8. Tectónica de compresión post-cuaternario medio. 9. Posibles accidentes. 10. Dirección de acortamiento según microtectónica. 11. Idem generales.
(G.R.N.A.G., 1977).



1. Accidente de Carboneras. 2. Accidente de Palomares. 3. Accidente de Alhama de Murcia. 4. Accidente de Abanilla. 5. Accidente de la Sierra de 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.

Fig. 4-7. Rasgos compresivos y estructurales en las Béticas Orientales. ○ Sedimentos del Cuaternario Medio o Reciente deformados por la tectónica compresiva. (Modificado de Bousquet et al, 1976).

Evolución de las Béticas.

Las fallas N 40 - 50 W afectan a la formación Alhambra (y a los bordes de Sierra Nevada) y Sierra de Alfacar. También la fracturación afecta a materiales plio - cuaternarios en el borde N de Sierra Arana (Estevez y Sanz de Galdeano, 1983).

En el sector de La Peza, las fallas de borde de Sierra Arana y Sierra Nevada producen una fase compleja con dirección N 30-40 E. En Diezma existen fallas normales de dirección NW-SE. En la Depresión de Guadix-Baza, los depósitos pliocenos y cuaternarios se alinean según la dirección del accidente de Negratín. (Sanz de Galdeano y Estevez, 1981, Peña, 1979 y 1985, Estevez y Sanz de Galdeano, 1983).

Estas actuaciones parecen la continuación del proceso distensivo precedente o están ligadas al levantamiento y reajuste de bloques. Pero junto a este proceso se observan las evidencias de la compresión cuaternaria. Así, la creación de pliegues, fracturas y la actuación en movimiento de desgarré o inverso de fallas anteriores, indican una clara compresión casi N - S con algunas medidas de compresión E - W (Pinos Puente, Sierra Tejada, etc.) (Fig. 4-8).

LAS DEFORMACIONES DEL LITORAL

Las variaciones de altitud de las costas del Mar de Alborán y de Levante, ligadas a actuaciones neotectónicas recientes, han sido estudiadas para el Cuaternario y en especial para el Tirreniense (p.e. Bousquet et al, 1975, Angelier et al, 1976, Cadet et al, 1977, Pierre et Gigout, 1978, Zazo et al, 1981).

En la figura 4-9 pueden apreciarse los levantamientos y hundimientos de costas desde el Tirreniense reciente (desde hace 120.000 o 100.000 años). Es apreciable el levantamiento de 20 metros del Tirreniense entre Tarifa y Algeciras y un poco menos al otro lado del Estrecho.

A partir de la Línea, el Tirreniense se ve bajar de 12 a 8 metros, para después subir a 15 metros entre el río Guadiaro y Estepona. Entre Marbella y Torremolinos y hasta Málaga, se encuentra entre 4 y 5 metros y parece que ésta sea su altitud original (Pierre y Gigout, 1978). El sector entre Nerja y Adra ha sufrido hundimiento.

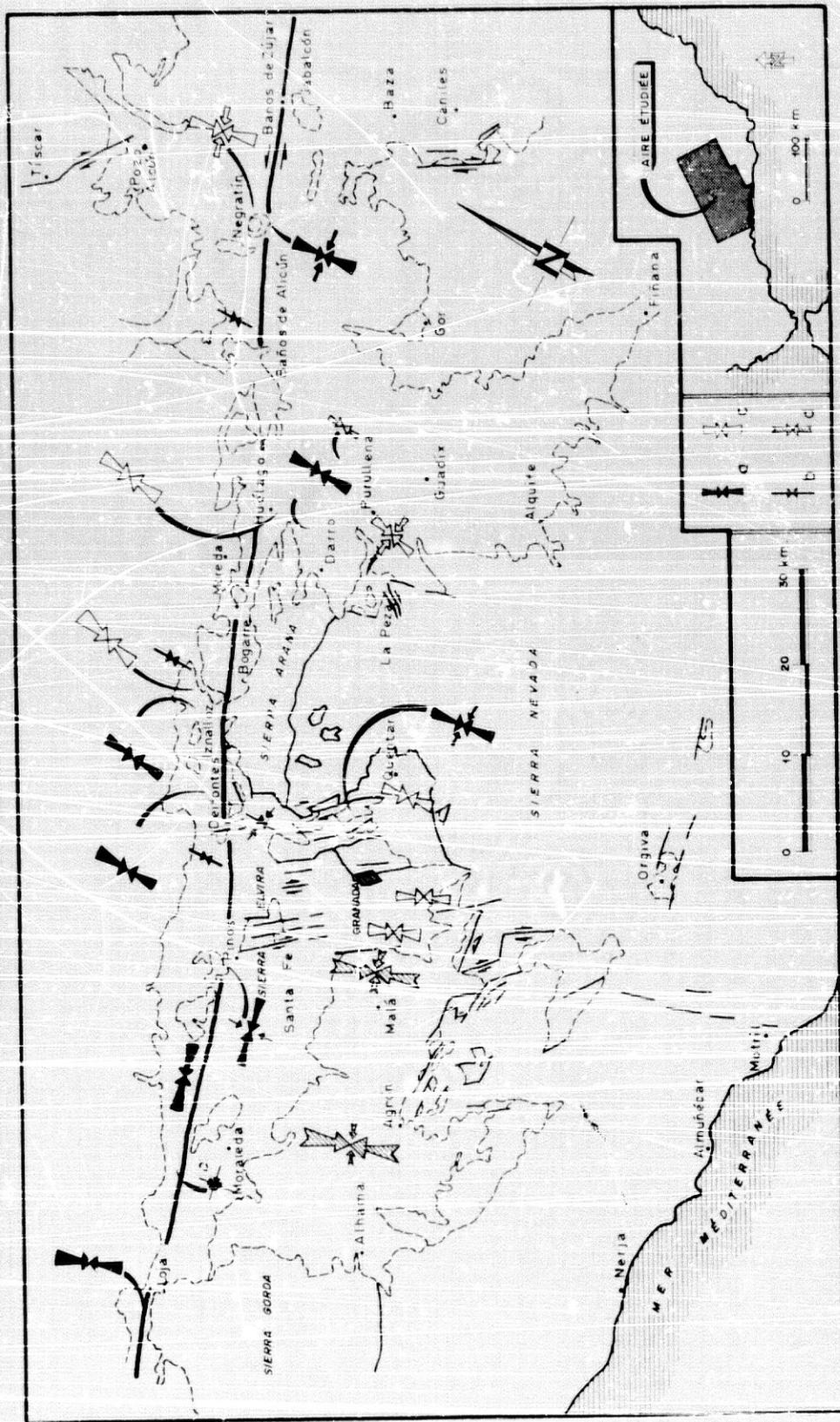


Fig. 4-8. Direcciones de esfuerzos compresivos cuaternarios en las Béticas Centrales según datos: microtectónicos. a y b) deducidas a partir de cantos estriadados. c) Idem de fallas inversas y de desgarrar. d) Idem de pliegues en materiales mesinienses.

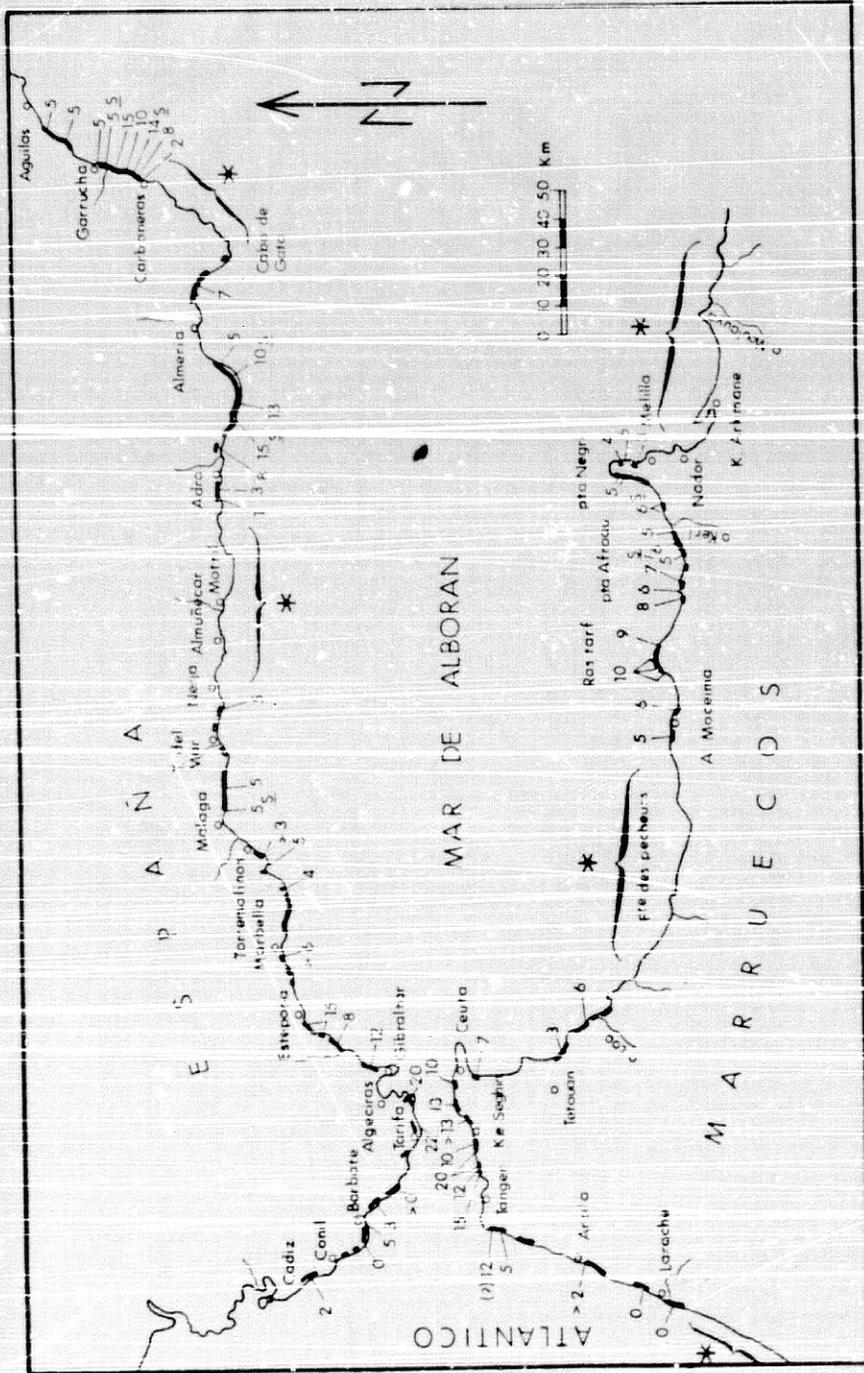


Fig. 4-9. Localización y altitudes máximas transgresivas del Terciario reciente en el contorno del Arco de Gibraltar y Mar de Alborán. El trazo grueso indica sectores del Cuaternario marino elevados o elevados, los corchetes y las estrellas indican zonas de hundimiento durante el cuaternario. (G.R.N.A.G., 1977).

Evolución de las Béticas.

En el sector del Campo de Dalías se da un levantamiento y un basculamiento hacia el N, siguiendo un eje de flexión E - W activo desde el Pleistoceno Medio, acumulándose depósitos de hasta 20 metros. Este régimen de levantamientos es de unos 13 cm cada mil años. (Zazo et al, 1981).

En el sector de Alquíán - Cabo de Gata, el levantamiento es algo menor y también el régimen de levantamientos que ha pasado a ser de 10 cm / 100 años a 2,7 cm / 100 años. Sin embargo, entre el Campo de Dalías y el Alquíán, el levantamiento ha debido ser mayor ya que el pueblecito de Fechina (98 metros sobre el nivel del mar, 10 Km tierra adentro), era puerto de mar en la edad media.

CAPITULO V

FRACTURACION DE LAS

BETICAS.

CAPITULO V

FRACTURACION DE LAS BETICAS

RELACION FALLAS TERREMOTOS.

La relación entre fallas y terremotos es evidente aunque la naturaleza de esta asociación no haya sido comprendida hasta relativamente hace poco tiempo.

El movimiento de fallas asociado a grandes terremotos es una de las mejores evidencias que pueden apreciarse sobre la tectónica actuante, siendo estos saltos mas reconocibles en los grandes terremotos superficiales. Asi tenemos el ejemplo típico del terremoto de California de 1906, donde los desplazamientos de la falla de San Andrés fueron observables en mas de 400 Km y donde surgió con fuerza la relación falla-terremoto expuesta por Lawson en 1908 que sugirió una interpretación geológica de dicho terremoto.

Reid (1911) trasladó en términos cuantitativos la opinión de Lawson y dió forma a una teoría consistente sobre la generación de terremotos, conocida como "Hipótesis de Reid". Anteriormente B. Koto, de la Universidad de Tokio, había sugerido que el terremoto de Mino-Owan de 28 de Octubre de 1891, fué debido al movimiento brusco de la falla visible en superficie (Boit, 1981).

La hipótesis de Reid explica el mecanismo de un terremoto de origen tectónico mediante la fracturación de un sector de corteza con deformación previa, lo cual causa "el rebote elástico de ambos lados de la fractura hacia posiciones de deformación no elástica".

Esta teoría no menciona la primera causa de los terremotos, que depende de la procedencia de los movimientos lentos que acumulan la energía elástica, pero describe sencillamente el "modus operandi" de la acumulación de energía.

La hipótesis del origen de los terremotos superficiales en la ruptura de fallas está avalada por la localización de los epicentros siguiendo las directrices de las líneas de

Fracturación de las Béticas.

falla activas, (lo que a su vez se convierte en una forma de poner de manifiesto fallas activas no perceptibles en superficie), por la distribución de las réplicas predominantemente localizadas sobre una superficie aplanada que se corresponde con la superficie de fracturamiento del terremoto principal (las relocalizaciones cuidadosas de réplicas así lo muestran, como p.e. las réplicas del de Parkfield (California) de 1966, (Eaton et al, 1970). El fallamiento como causa de los terremotos también es concordante con la relación entre la energía sísmica relajada y el cambio de energía (por deformación) observado, con la correspondencia entre parámetros focales y la dimensión de la fuente; con la buena concordancia entre el campo de desplazamientos estáticos y dinámicos observados y los correspondientes a los generados por un modelo de falla actuando bajo un sistema de fuerzas de doble par. A través de estudios de radiación sísmica ha podido comprobarse, en cientos de terremotos, que los sismos pueden considerarse como cuadrupolos puntuales en longitudes de onda mayores que las dimensiones de la fuente y trabajos teóricos muestran que estos cuadrupolos son el equivalente elastodinámico de una fuente puntual de dislocalización por cizalla.

También el espectro en campo lejano del modelo y el observado, los detalles macrosísmicos observados pueden ser explicados por los efectos de una ruptura que se propaga (Kasahara 1981).

La fracturación de rocas siguiendo superficies de falla como causa de los terremotos superficiales ha sido aceptada por los sismólogos, aunque las características cinemáticas y dinámicas de dicho proceso han obligado a formular modelos más sofisticados que el expuesto por Reid.

Para los terremotos profundos, el origen de los mismos sigue aún debatiéndose y han servido para exponer modelos de fuente alternativos y por tanto causas diferentes a la generación mediante fracturas (Erickson 1963, Benioff 1964, Dennis y Walker 1965, etc).

Los estudios detallados de la actividad sísmica y la observación geológica de los deslizamientos de fallas han sido concluyentes, pudiendo así interrelacionarse actividad tectónica con actividad sísmica, siendo la segunda consecuencia de la primera (y no como argüía Erickson en 1963 que las fallas eran los efectos y no las causas, siendo las fracturas un tipo de "daño sísmico").

Se denominan fallas activas aquellas cuyos movimientos cuaternarios han sido reconocidos; esta definición está

Fracturación de las Béticas.

basada en la suposición de que la tectónica cuaternaria continua aún en el presente.

Allen et al (1965) comprobaron para la región de California que los grandes terremotos históricos habían estado asociados con desplazamientos superficiales de fallas (la actividad sísmica en esta región es preponderantemente superficial < 15Km), y que la mayoría, o quizás todos, estuvieron sobre las mayores fallas que habían tenido una historia previa de desplazamientos en el Cuaternario.

Por tanto es necesario un análisis de la fracturación existente en la zona de las Béticas-Mar de Alborán, y con mas profundidad en las Béticas Centrales, donde se dispone ya de un mayor y mejor conjunto de datos sísmicos.

El análisis de la fracturación debería dejar claro las fallas neotectónicas, los movimientos antiguos y nuevos de fallas anteriores y la distribución de este conjunto de fallas en la región. A pesar de los esfuerzos de algunos grupos de investigación y del gran número de estudios zonales de cartografía geológica, estos resultados habrán de esperar para ser completos.

SISTEMAS DE FRACTURACION PREDOMINANTES.

La determinación de las fracturas existentes es posible con la ayuda de una serie de datos distintos que diferentes metodologías han combinado entre sí. La mas usada en las Béticas ha sido la cartografía geológica. Esta a veces no ha detectado en su verdadera dimensión sistemas de fracturación importantes al no haber tenido en ocasiones en cuenta datos provenientes de otros campos como p.e. sensores remotos, perfiles geofísicos (magnéticos, eléctricos, sísmicos, etc.), rasgos geomorfológicos, red de cauces fluviales, deformaciones recientes, surgencias termales, distribución de focos sísmicos, datos geoquímicos, sedimentológicos, etc..

Con la ayuda de distintas fotos satélite LANDSAT se ha confeccionado un mapa de lineamientos principales de las Béticas (Fig 5-1), (de los que se han excluido aquellos ligados a ejes de plegamientos) buscando principalmente su conexión a fracturación o a accidentes geomorfológicos acusados. Se observan varias direcciones predominantes: las N 20-30 E, las N 60-80 E, las EW, N 120-150 E (Fig. 5-2).

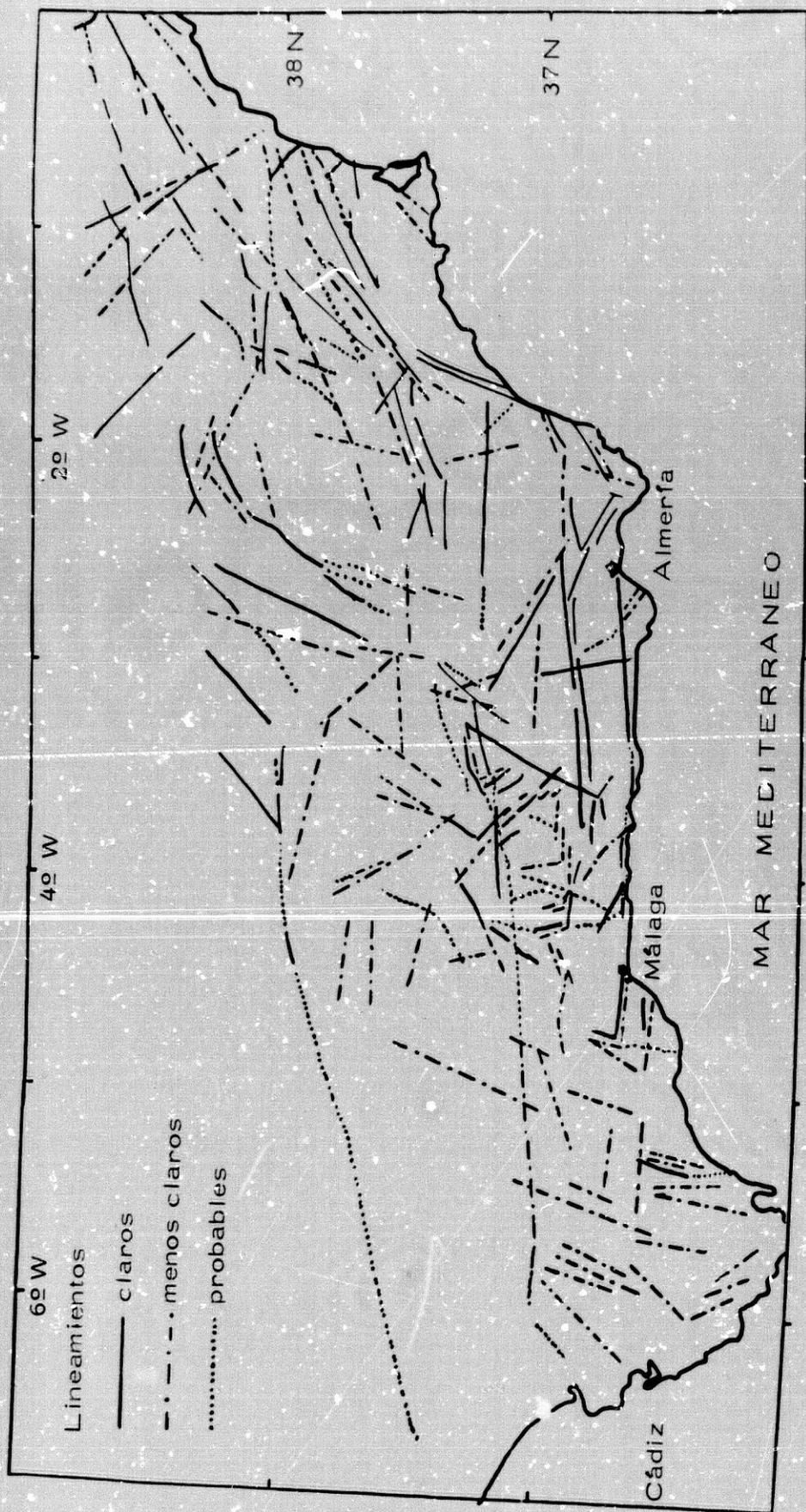


Fig. 5 - 1. Lineamientos foto satélite de las Béticas.

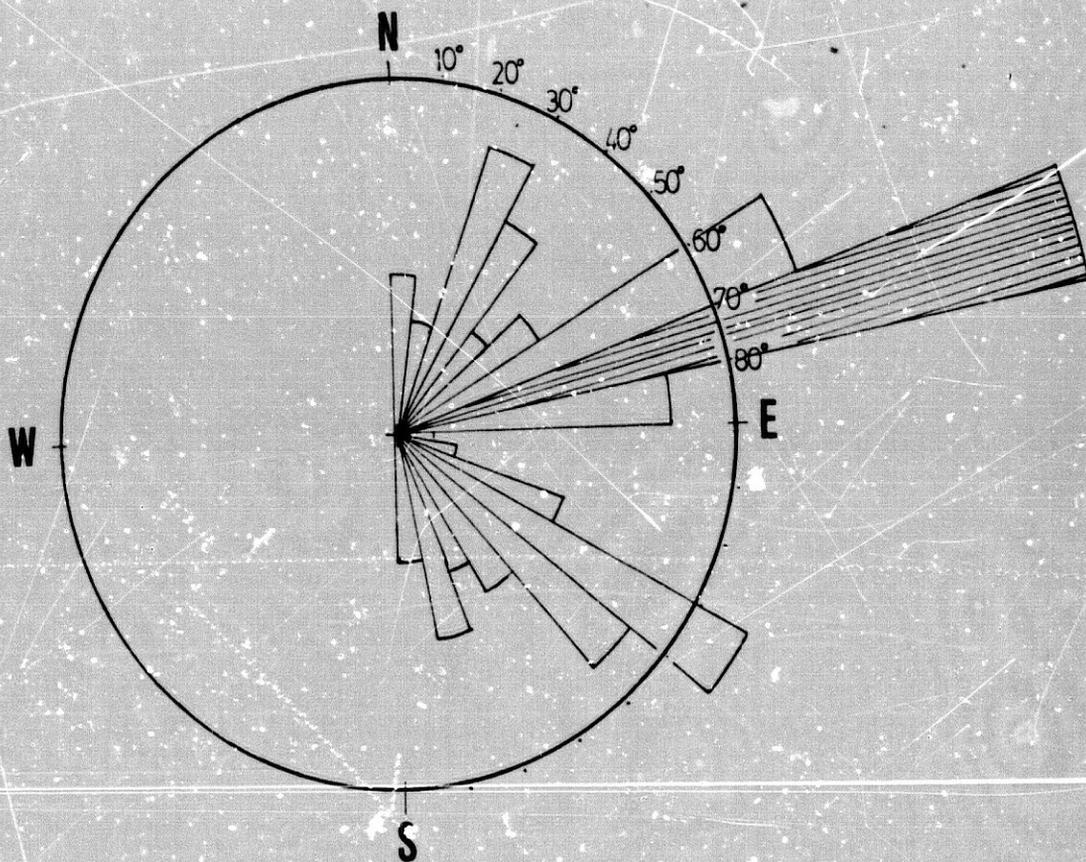


Fig. 5 - 2. Direcciones principales de los lineamientos foto-satélite y fracturas cartografiadas en las Béticas Centrales.

Fracturación de las Béticas.

Con lineamientos de las Béticas Centrales, del área 36,5-38N, 2.5-4.5W, trazados en mayor detalle que el anterior, y contabilizando dirección y dimensión del lineamiento, se obtienen los sistemas predominantes (Fig 5-2): N 20-40 E; N 60-80 E; E-W; N 120-150 E.

También los sistemas de fracturas ya cartografiadas indican tendencias claras en direcciones N 10-30 E, N 40-60 W, y N 70-100 E (Vidal et al, 1983). Estos agrupamientos de fracturas son quizás excesivamente amplios y algunas fallas de estos pueden pertenecer a sistemas independientes, por lo que ha de entenderse que son una simplificación esquemática de los sistemas de fallas existentes.

La red fluvial denota también estas direcciones predominantes (Peña y Vidal, 1986 en prensa), ya que está controlada por fracturas de estas direcciones (Fig 5-3).

Las características geomorfológicas analizadas por Peña y Vidal (1986) denotan asimismo estas direcciones, sobre todo las E-W, N 70-80 E, N30E, N20W, N70W (Fig 5-4) junto con otras de menor envergadura.

Mediante una revisión de la bibliografía existente sobre fracturación de las Béticas, y de múltiples reconocimientos de campo efectuados, se ha trazado un mapa de fracturas de las Béticas (Fig 5-5), mapa muy parecido al confeccionado por Sanz de Galdeano (1983) (Fig. 5-6).

Para una descripción de las fracturas más importantes pertenecientes a los sistemas anteriormente mencionados, puede verse Sanz de Galdeano (1983), Vidal et al (1983), Rodríguez Estrella y López Bernúdez (1983), etc.

LOS SISTEMAS N 70 E a 90 E

Los sistemas de fallas N 70-80 E y E-W corresponden a las fracturas de mayores dimensiones cartografiadas.

Entre estos tenemos con dirección N 70 a 80 E el contacto Bética-Subbética, el accidente Cádiz-Alicante, el accidente al N de Cádiz-Alicante, la falla de Lorca-Alhama, etc. Entre los de dirección E-W tenemos el corredor de las Alpujarras y el accidente de Málaga-Almería siguiendo la costa.

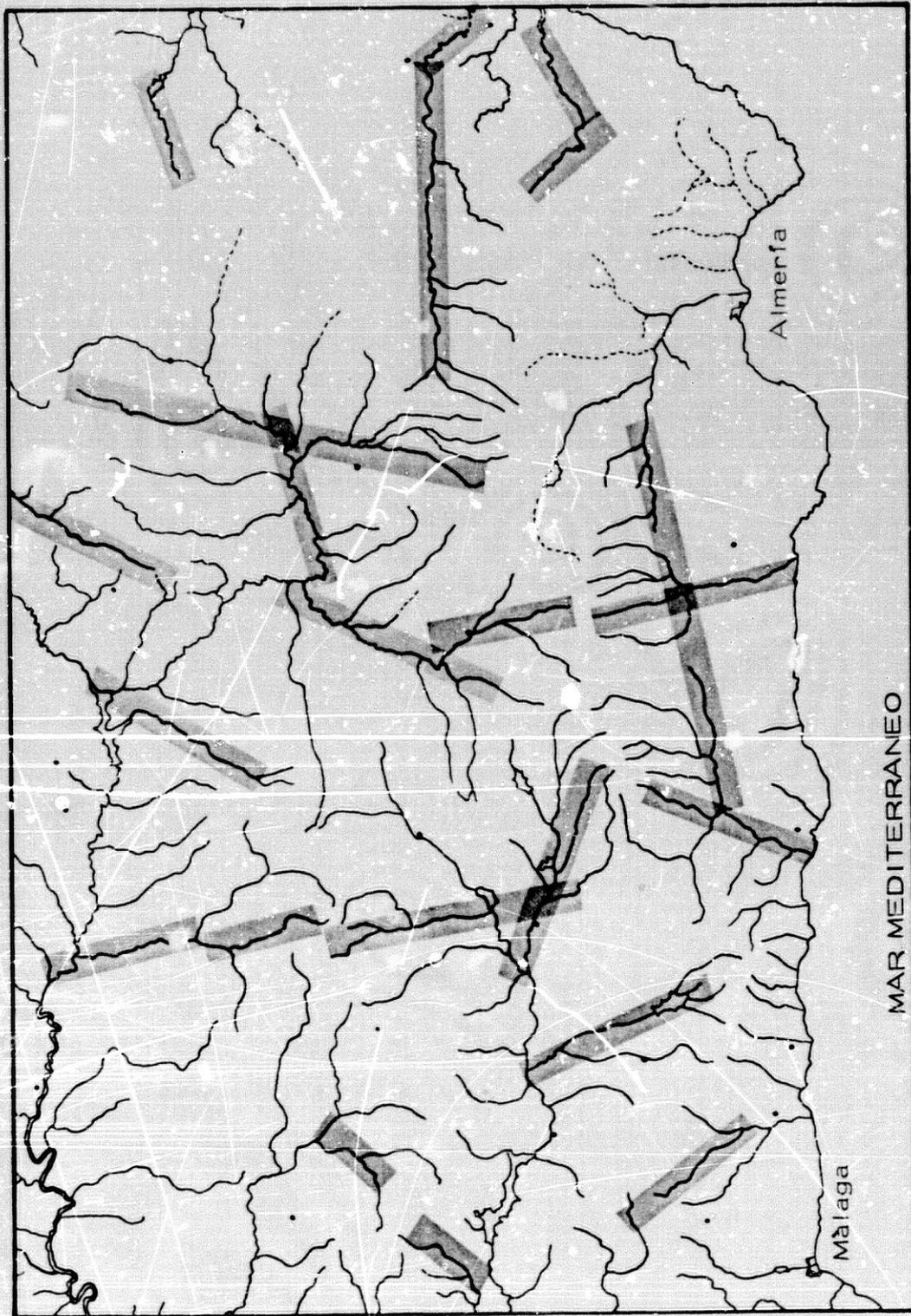
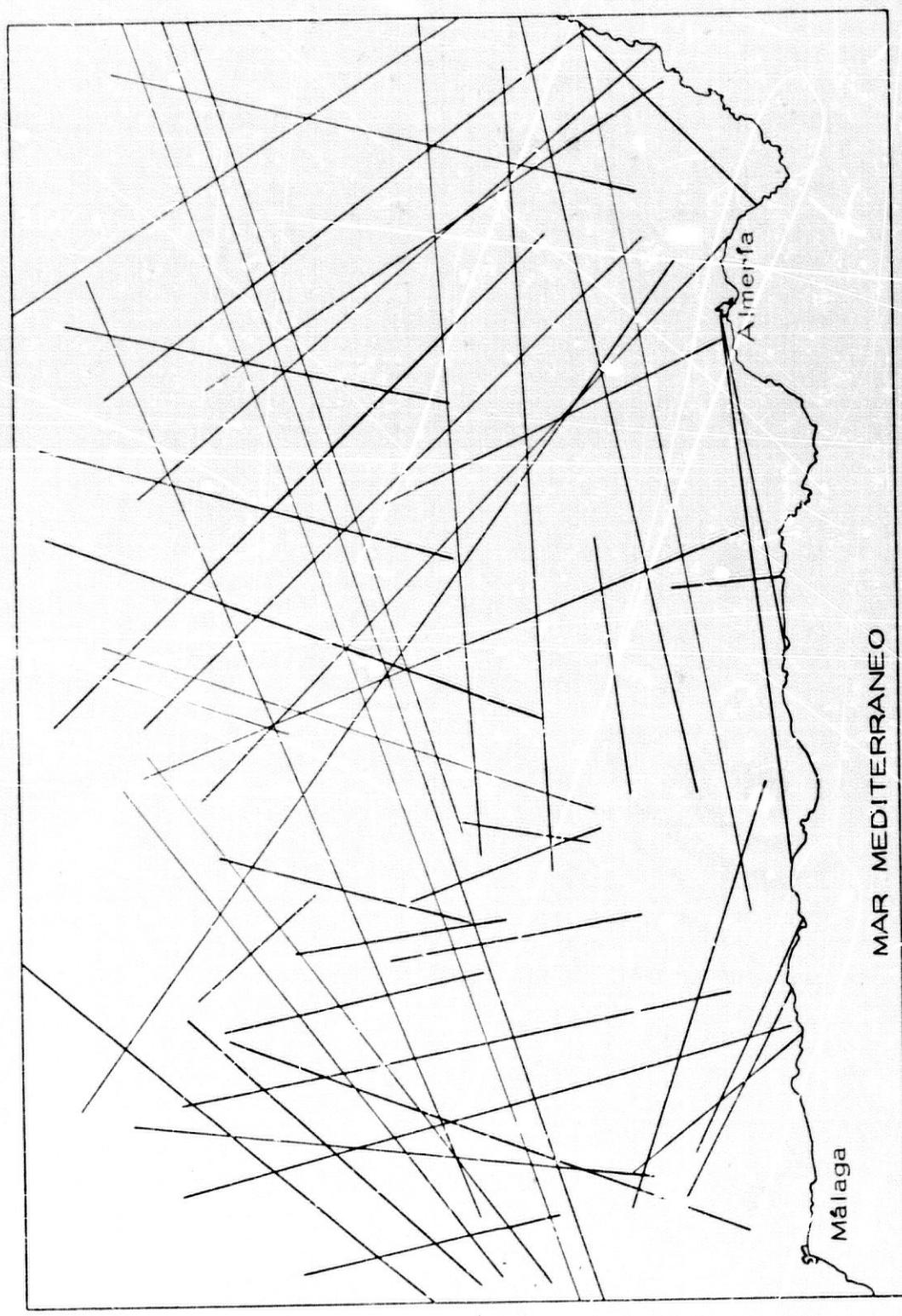


Fig. 5 - 3. Lineamientos de cauces fluviales controlados muy posiblemente por fracturas en las Béticas Centrales.



MAR MEDITERRANEO

Fig. 5-4. Alineamientos geomorfológicos deducidos con la técnica de cartografía-relieve (Peña y Vidal 1986).

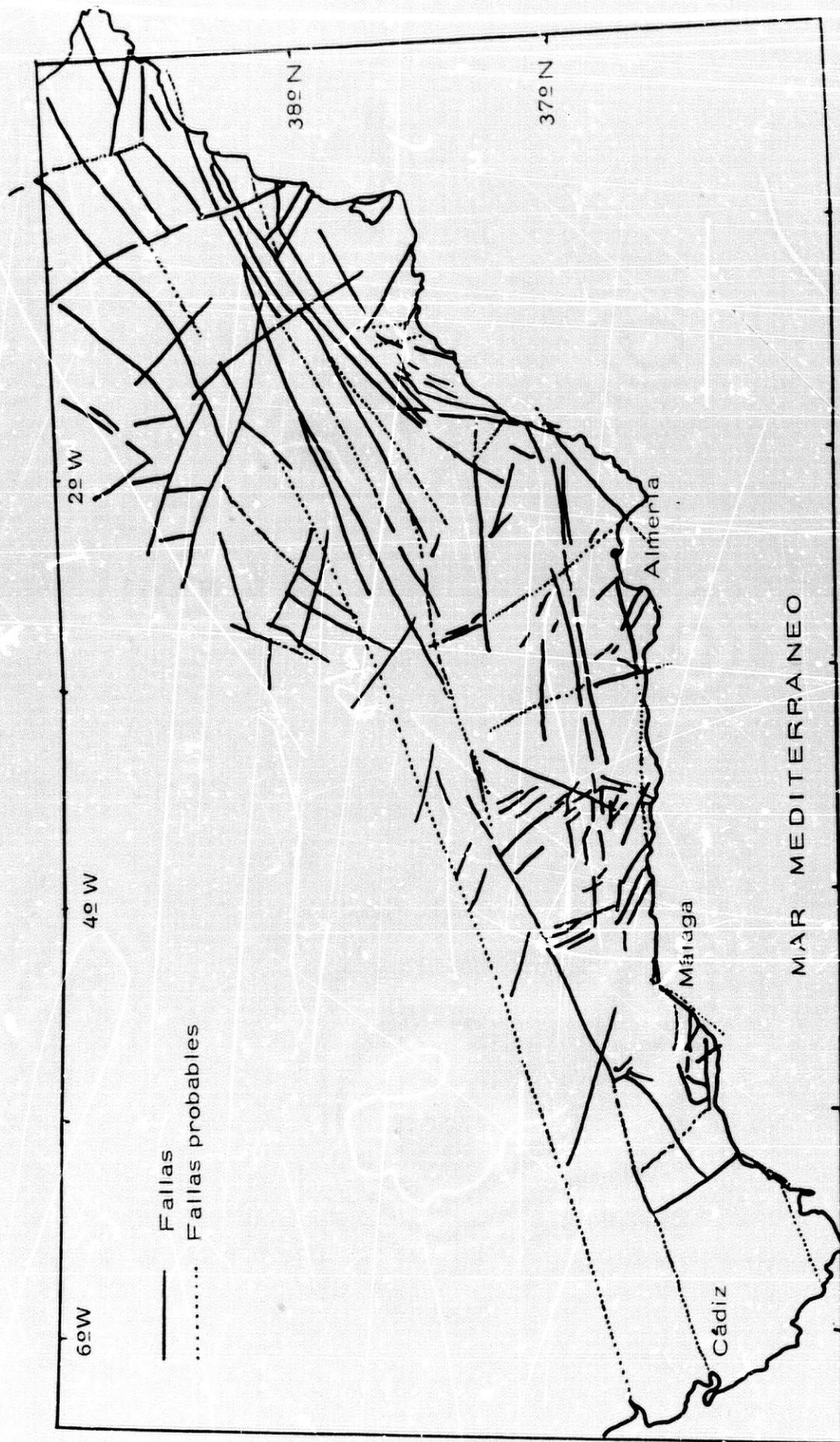


Fig. 5 - 5. Principales fallas de las Béticas.

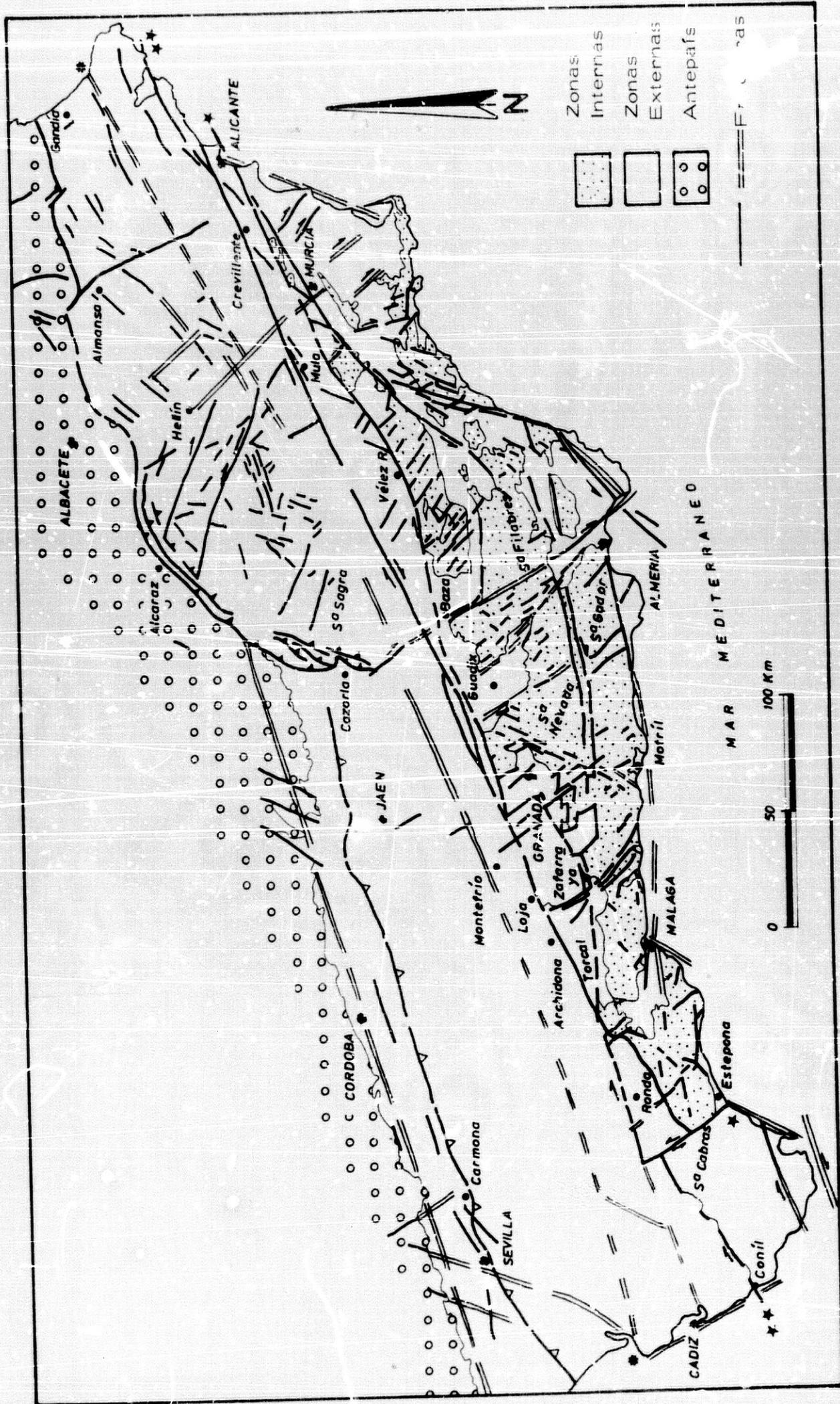


Fig. 5-6. FRACTURAS MAS IMPORTANTES DE LAS BETICAS (Sanz de Galdeano, 1983).

Fracturación de las Béticas.

El contacto Bética-Subbética.

Denominado por Leblanc y Olivier (1984) falla Norbética y analizado por numerosos autores (ver Sanz de Galdeano, 1983) es una estructura de primera importancia en la orogenia bético-rifeña y en la evolución de las Béticas. Ha funcionado como desgarre dextrorso con movimientos que podrían llegar a los 300 Km (Sanz de Galdeano, 1983), aunque actualmente se observan cabalgamientos en algunos lugares hacia el N y NW (como p.e. en Sierra Arana, Ronda, etc). Este accidente es detectable también geomorfológicamente entre Ronda y Sierra Espuña (Peña y Vidal, 1986).

El accidente Cádiz-Alicante.

Este accidente lo forma un sistema de fracturas que va desde Cádiz al N de Alicante pasando por Grazalema-Ardales, Loja, N de Sierra Elvira, Negratín, Mula y Crevillente, con una extensión de unos 600 Km. Su desplazamiento es de falla de desgarre dextrorso con valores de al menos 20 Km (Leblanc y Olivier 1984) o incluso del orden de 50 a 100 Km (Sanz de Galdeano, 1983). Este accidente está bordeado por un gran número de fuentes termales (Mula, Fortuna, Zujar, Alicún, etc.) y deformaciones en el Neógeno y Cuaternario en la Depresión de Guadix-Baza y en la de Granada (Estevez y Sanz de Galdeano, 1983), así como en los lugares anteriormente citados.

El probable accidente al N del de Cádiz-Alicante (PANCA) a lo largo de las Zonas Externas no es segura (Fig 5-6), aunque hay algunos tramos en que muestra claros rasgos tectónicos y morfológicos de su existencia, como p.e. en Elda, Monóvar, Tiscar, Algarinejo, etc. (Sanz de Galdeano, 1983), pero su trazado es en muchos sectores tentativo. Se encuentra en la separación entre el Subbético Medio y el Interno.

La falla de Alhama de Murcia

La falla de Alhama de Murcia se extiende desde el SW de Huerca Overa hasta cerca de Alicante (Fig 5-5) y tiene una falla casi paralela y un conjunto de pequeñas fallas transversales de dirección NW-SE. Esta fractura cruza el basamento Bético (cerca de Sierra Tercia y Sierra de las Estancias), las formaciones del Mioceno superior y los depósitos continentales del Cuaternario (Bousquet, 1979). Con datos geofísicos se ha comprobado la continuación de la falla hasta cerca de Alicante, y también la existencia de fallas subsidiarias en la de Murcia-Orihuela (paralela a la de Alhama de Murcia), como p.e. la de Benejuzar-Cuardamar, detectada por métodos geofísicos.

Fracturación de las Béticas.

Esta fractura tiene asociada gran número de pequeños terremotos ocurridos en Lorca, Albama y Murcia, y también el de algunos destructores.

La línea Játiva-Alcaraz.

Esta línea de fracturas separa el Prebético del Sistema Ibérico desde la costa de Valencia, cerca de Cullera, pasando al lado de Játiva, Chinchilla y Alcaraz, hasta las Sierras de Cazorla y Segura. Esta línea de separación está formada por fracturas de varias direcciones entre las que predominan las N 70 E y E-W y en menor grado las de N 50 W y N 50-60 E. En la Sierra de Cazorla los movimientos de desgarre hacia el W de este conjunto de fracturas han debido quedar frenados (Sanz de Galdeano, 1983).

Las fracturas EW

Las fracturas EW más importantes son el corredor de las Alpujarras, la línea de costa Almería-Málaga y la falla del río Almanzora.

Las fracturas del corredor de las Alpujarras se extienden desde la costa de Almería, pasando al N de Sierra Alhamilla, N de Sierra Gador, Ugijar, Cadiar, Orgiva, hasta el corredor de Zafarraya, y es posible que incluso más al W hasta Colmenar. Al menos existen dos fracturas paralelas importantes, una en el borde S de Sierra Nevada y otra en el borde N de las Sierras de Alhamilla, Gador, Contraviesa, de los Guajares y de Tejeda. Su movimiento ha sido destrorso (como p.e. en Alboloduy, Alhama de Almería, Tienar, etc) y han formado una cuenca de sedimentación muy estrecha de materiales del Mioceno Medio y del Cuaternario (Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano et al. 1984). También han actuado como fallas normales y con movimientos combinados normales y de desgarre, con saltos en la vertical del orden de 700 m (Sanz de Galdeano, op.cit.).

Desde Roquetas, bordeando la parte S de Sierra Gador, existe una importante falla que geomorfológicamente es detectada siguiendo la línea de costa hasta Vélez Málaga y posteriormente hasta Málaga (Fig. 5-5).

Dos fallas controlan principalmente el cauce del río Almanzora, (Fig. 5-3 y 5-5) una EW al N de la Sierra de Filabres entre el S de Huerca Overa y la Sierra de Baza, y otra N 40-50W entre Huerca Overa y el mar. Ambas tienen asociada actividad sísmica, sobre todo en la zona de cruce de las dos fallas y en la segunda de las citadas.

Fracturación de las Béticas.

También al N de Sierra Nevada y cortando este macizo existe una fractura de dirección E-W desde un punto al W de Abrucena hasta el SW de Jerez del Marquesado.

LOS SISTEMAS N 30 A 60 W.

Son muy abundantes las fracturas de dirección N 40-50 W, y menos las de N 60 W, aunque sus dimensiones son menores que las de los sistemas N 70 E.

La más occidental de estas fracturas es la probable que sigue la línea de la costa de Cádiz (Fig 5-5) desde Chipiona al cabo de Trafalgar, ya apuntada por el GRNN (1977).

También la fractura de Gauzin entre Grazalema y Estepona, con movimiento sinistrorso (Fig 5-5), movimiento que debe estar relacionado con el desplazamiento hacia el N de las Béticas Internas.

Las fracturas que atraviesan y delimitan el Macizo Sierra Gorda-Sierra Loja, sobre todo en su borde SW, y algunas menos visibles en el N y E con microsismicidad asociada como veremos al hablar de las series de Loja 1984, 1985 y 1986.

En la Depresión de Granada son muy visibles las fracturas de ésta dirección (Fig 5-7 y Fig. 2-9). Así tenemos los sistemas de fracturas de Pinos Puente-Santafé, Gabia-Cuenca del Padul-Valle de Lecrín, y las paralelas que pasan por Granada (Vidal et al 1983), que han actuado como fallas verticales y normales, con movimientos en la vertical hasta el orden de 4000 m en conjunto (Sanz de Galdeano, 1983), donde los reajustes isostáticos han debido ser importantes. La actividad sísmica tradicional de la zona de Granada debe estar ligada a estas fracturas, con un abundantísimo número de terremotos pequeños y también algunos destructores como p.e. los de 1806, 1910, 1956, etc. (Vidal 1982, Vidal y De Miguel 1983).

Las fracturas de la zona del río Grande (de la Alpujarra) desde el E de Adra a Sierra Nevada, pasando por Ugijar y que se continúa en igual dirección o paralelas en la cuenca de Guadix desde Aldeire a Furullena (Fig 5-5). Esta fractura ha provocado el encajamiento del cauce del río y deja ver rasgos de fractura casi vertical a normal, con saltos importantes. Tiene actividad sísmica ligada a ella detectada con la R.S.U.G. De igual modo fallas paralelas

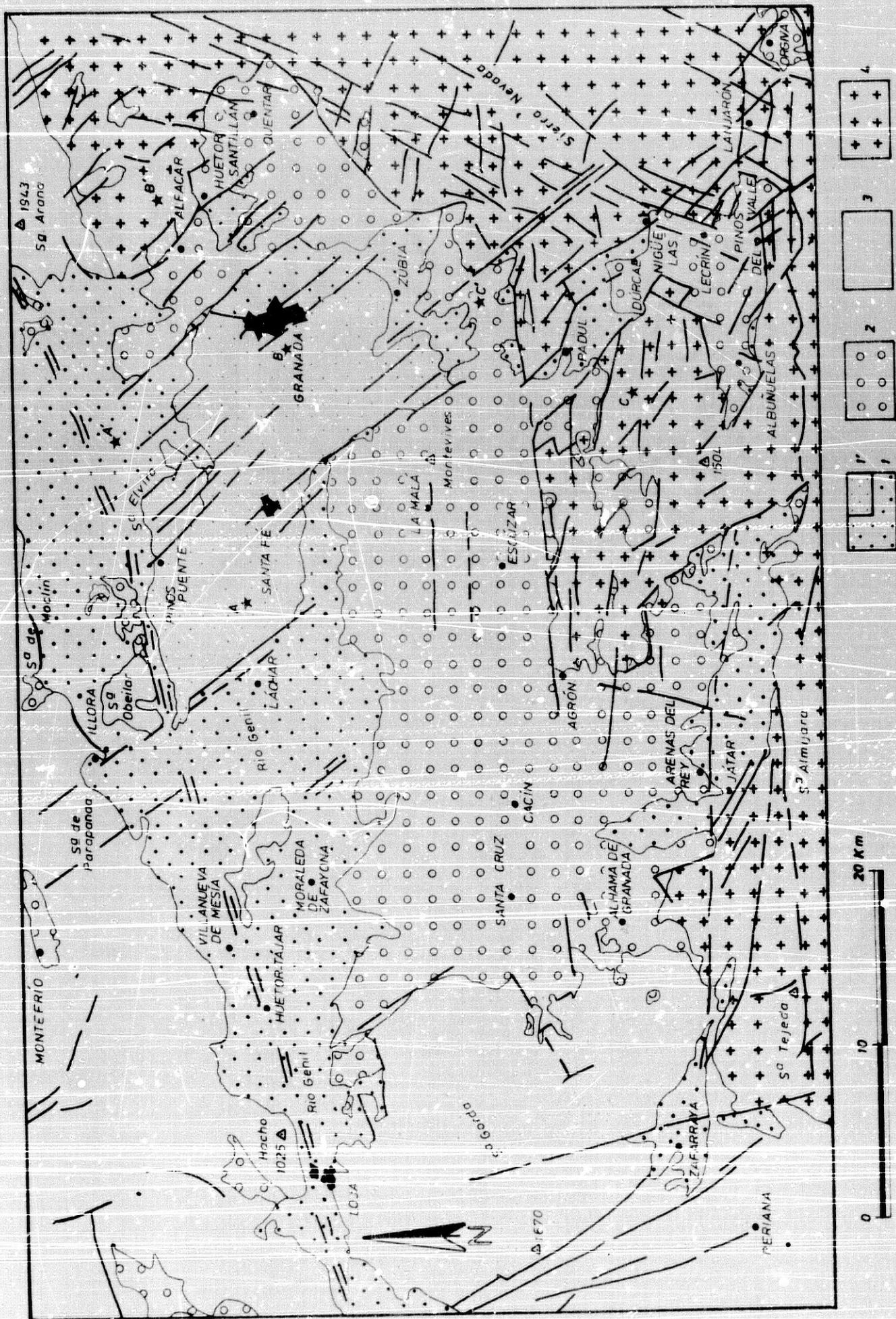


Fig. 5-7. Fracturas mas relevantes de la Depresión de Granada. (Vidal et al, 1983).
1. Plioceno y Cuaternario. 2. Mioceno. 3. Zonas Externas. 4. Zonas Internas.

Fracturación de las Béticas.

muy cercanas en la zona de Berja-Dalias tienen también asociada una sismicidad reconocida tanto histórica como instrumentalmente.

La fractura de Tiscar, dextrorsa, pasa por Jabalcón y puede continuar por el borde oriental de la Sierra de Baza, atravesar los Filabres hasta Sierra Alhamilla e incluso hasta Cabo de Gata (Sanz de Galdeano, 1983).

En el Prebético existen sistemas de fracturas de dirección N 30 W y N 60 W (Rodríguez Estrella, 1979). Del primer sistema tenemos la falla de Molina del Segura - Cieza - Hellín, que se flexiona hacia el W al N de Cieza, la de Guardamar del Segura - Elche - Villena - Almansa, de carácter sinistroso, la de Játiva - Alcoy - Jijona, también sinistrosa y otras dos mas pequeñas (Fig 5-5).

Las fallas de dirección N 60-70 W, algunas tienen carácter dextrorso, como p.e. la de Quesada - Benamaurel al N de Fozo Alcón, las que cortan la Sierra de Segura por Puebla de Don Fadrique, la de Socovos desde Riopar a Calasparra y después hasta Abarán. La de Alcazar a Agramón siguiendo el río Mundo. En la costa la de Fuente Alamo a Cartagena, y más al S la de Mazarrón, las fracturas de Torre Vieja - Orihuela, y mucho mas al N la de Cocentaina Callosa de Ensarria; todas estas últimas con rasgos de haber funcionado anteriormente como dextrorsas.

Otras fracturas también de dirección N 60-70 W existen en la Bética (s.s.) como p.e. la de los Guajares hasta Motril, las de la Herradura hasta Cómputa y las del NE de Vélez Málaga, todas ellas con importantes movimientos recientes y actividad sísmica asociada.

LOS SISTEMAS N 10-30 E.

Existen numerosas fracturas de pequeño tamaño, aunque son mas difíciles de apreciar en superficie que el conjunto de los anteriores sistemas, y muestran indicios en algunos sitios de ser fracturas profundas (como p.e. la del W de Sierra Nevada).

La falla de Carboneras va desde el E de Almería a la costa del N de Carboneras, separando los materiales volcánicos de Cabo de Gata de la cuenca neógena de Nijar. La parte SW de la falla está formada por dos fracturas paralelas con un gran buzamiento (Bousquet, 1979), estas son

Fracturación de las Béticas.

sinistrorsas y en algunos lugares este movimiento está asociado al inverso. En este sector la red de fracturas del Alquíán forman un sistema NW-SE, conjugado al anterior y afectan al Cuaternario continental y marino.

También en la parte central y NE de la falla de Carboneras, ésta afecta a materiales del Cuaternario y más antiguos. Estos sistemas de fracturas tienen asociada actividad sísmica registrada instrumentalmente.

La falla de Palomares, que va desde la costa de Carboneras a las cercanías de Lorca, con algunas fallas paralelas a esta (Fig 5-5), tiene una dirección N 10-20 E, es sinistrorsa y afecta a materiales del Cuaternario en varios lugares (Bousquet et al, 1975); en Garrucha corta una terraza marina del Pleistoceno Medio (Bousquet, 1979).

Las fracturas que forman el sistema de dirección N 10-30 E del borde occidental de Sierra Nevada fueron analizadas por Vidal et al (1982) y Sanz de Galdeano et al (1982), son fracturas de pequeña magnitud, del orden de 10 Km en las que los movimientos son verticales y también son patentes desgarres sinistrorsos. Este sistema alineado de fracturas va desde Darro hasta cerca de Almuñecar con una longitud de más de 50 Km, y corta el borde occidental de Sierra Nevada muy bien caracterizada geomorfológicamente y visible en foto satélite. Junto a este sistema de fracturas se ha localizado actividad profunda (p.e. el sismo del 20 de Junio de 1979) y también superficial.

Otras fracturas probables y con gran actividad profunda asociada son las de la costa de Málaga a Fuengirola y las de Estepona a Gibraltar.

CAPITULO VI

ANALISIS DE LA
SISMICIDAD HISTORICA.

CAPITULO VI

ANALISIS DE LA SISMICIDAD HISTORICA

REVISION DE LOS PRINCIPALES TERREMOTOS HISTORICOS

Los intervalos de recurrencia de grandes terremotos pueden ser a menudo del orden de cientos de años por lo que los registros instrumentales son, en general, demasiado cortos para evaluar la sismicidad secular con una cierta confianza (Ambraseys 1971, Molnar 1979).

El análisis de la ocurrencia de los terremotos importantes de nuestra región ha de hacerse revisando los registros históricos conjuntando criterios sismológicos, históricos, arquitectónicos y geológicos.

Este análisis interdisciplinar es necesario ya que los parámetros de los terremotos han de valorarse a través de la distribución y grado de los destrozos materiales que hayan quedado reflejados en documentos. Esta conjunción de criterios evitará que se les asignen a los terremotos intensidades mayores a medida que éstos son más antiguos, que existan falsas lagunas de actividad achacables a la falta de estudios documentales específicos, etc...

La valoración de terremotos históricos a través de datos singulares, escasos y sin contrastación documental (a veces incluso basándose en unas cuantas palabras tales como, "desastroso", "destructor", que "conmovió toda la tierra", "el peor temblor nunca visto", etc.) ha llevado a asignarles intensidades excesivamente altas y epicentros dudosos (tomándose a veces como eventos distintos), a catalogar sismos que realmente no han ocurrido en nuestra región (ver p.e. Udías, 1983, Lopez Marinas y Bisbal, 1984), etc. Todo ello exige que se haga más profundamente el análisis documental de los terremotos históricos.

El no tener en cuenta las características de sismorresistencia de las construcciones ha conducido, en catálogos anteriores, a valoraciones exageradas de la intensidad por no analizar la vulnerabilidad de las

Sismicidad Histórica

construcciones dañadas.

Asimismo ha sido frecuente no tener en cuenta la estructura geológica y las características geomorfológicas, hidrológicas, etc. del área afectada, lo que ha llevado a no detectar los fenómenos de amplificación locales (ver p.e. Vidal et al, 1982) tan importantes para estudios detallados de riesgo sísmico, y a no distinguirlos de aquellos efectos destructores que han afectado a grandes áreas y que están ligados a terremotos de mayor magnitud.

Pero quizá el mayor problema de los catálogos de sismicidad histórica sea su falta de homogeneidad en tiempo, espacio e intensidad (Karnik, 1969). Esta falta de completitud de nuestros catálogos (aún escogiendo un umbral de intensidad alto) hace apremiante un estudio sistemático de recolección y valoración de las observaciones macrosísmicas de aquellos terremotos que por su importancia hayan quedado reflejados en documentos, crónicas, memorias, etc. Aquí se revisan los sismos de $I_0 \gg VIII$ desde el siglo IX al XV, principalmente a partir de documentos literarios, no existiendo completitud en este período para esa intensidad, y los de $I_0 \gg VIII$ desde los siglos XVI al XX a partir de fuentes documentales directas y secundarias.

Un análisis del desarrollo de los catálogos donde se habían recogido los terremotos ocurridos en España puede verse en Muñoz y Udías (1982) y una relación de estudios específicos realizados sobre sismos ibéricos están relacionados en Mezcuá y Martínez Solares (1983).

Existen una serie de catálogos que recogen los datos macrosísmicos de terremotos históricos de las Béticas que deben ser destacados. Los de Moreira de Mendoga (1758), Perrey (1847), Taramelli y Mercalli (1886), Sanchez Navarro - Neumann (1917, 1920), Galbis (1932, 1940) y Karnik (1971).

LOS TERREMOTOS DE LOS SIGLOS IX AL XIV

Para los terremotos anteriores a 1400 la documentación es escasa y tan solo citaremos aquellos sismos importantes recogidos por distintos autores sin entrar en la valoración de intensidad que algunos de estos han hecho. Una recopilación de información sobre grandes terremotos de estos siglos es necesaria.

Sismicidad Histórica

Sismo del 27 de Mayo de 881

Poirier y Taher (1980) han asignado a este terremoto el grado X(MM). Se sintió en Andalucía, Marruecos y Argelia según los documentos árabes. Navarro-Neumann (1917, 1920) asigna el grado X-XI (M) siguiendo la descripción de Conde (1310), tomada de cronistas árabes. Las descripciones corresponden a las de un gran terremoto ("cayeron muchos alcázares y magníficos edificios, y otros quedaron muy quebrantados...") pero suena igual que otros relatos de grandes terremotos y no especifica áreas de destrozos más importantes, por lo que la situación de su área epicentral es muy dudosa.

Terremoto del año 1024-1025

En el año 415 de la Hégira, según el Cartás (traducción de Huici, 1964), "fué el gran terremoto de Al-Andalus, se abrieron las montañas y quedó muy maltratada la tierra". Así lo cita Galbis (1932) y Gentil y Justo (1983). Poirier y Taher (1980) le asignan una intensidad VIII-IX (M.M.)

Terremoto del año 1048

Martínez Guevara (1985) habla de un terremoto ocurrido en Murcia en 1048 que alcanzó el grado X. No viene citado por ninguno de los autores reseñados: Navarro-Neumann, Galbis, Poirier y Taher, etc.

Terremoto del año 1079-1080

En el año 470 de la Hégira, hubo una serie de terremotos, algunos de ellos violentos, que afectaron Andalucía. Lo citan Poirier y Taher (1980) como terremoto del Magreb. Navarro Neumann (1917, 1920) supone que afectó probablemente Málaga, Granada o Sevilla siguiendo los datos de Conde, el cual habla de destrucción de edificios, víctimas, etc., Mezcuá y Martínez Solares (1983) suponen un epicentro marroquí (35.0N, 6.0W).

Gentil y Justo (1983) dan datos sobre la destrucción de parte del alminar de la antigua mezquita sevillana de los emires abadies. Galbis (1940) describe los efectos en Marruecos y Galbis (1932) los efectos en Andalucía.

Sismicidad Histórica

Terremotos de 1169-1170

En el año 566 de la Hégira se sintieron terremotos en Andujar, Córdoba, Granada y Sevilla. Se derrumbaron casas y torres de mezquitas (Galbis, 1932). Navarro Neumann no recoge este sismo en su catálogo. Poirier y Taher (1980) le asignan grado X (M.M.) según datos de un manuscrito árabe. La ciudad con más destrozos fue Andujar "duró en ella varios días hasta que casi desapareció y se la tragó la tierra" (según cita que refieren Gentil y Justo, 1983).

Terremotos de 1396

El terremoto del 24 de Agosto causó daños en Sevilla, "quedó arruinada la iglesia de San Salvador" (Navarro Neumann, 1920), según Ortiz de Zúñiga. También lo cita como muy fuerte Sempere (1807).

El terremoto del 18 de Diciembre causó graves destrozos en el área de la desembocadura del río Júcar: Tabernes de Valldigna, Cullera, Riola, Alcira, etc., donde López Marinas (1977) supone un grado de intensidad IX. Estos sismos de 1396 están recogidos en los catálogos de Navarro-Neumann, Galbis, etc.

Este repaso a los grandes terremotos de los siglos IX al XIV, nos indica lo precario de la recopilación documental de este período y del análisis que sobre ella se ha hecho, y la falta de homogeneidad de los datos macrosísmicos incluso para sismos de $I_0 \gg IX$.

LOS TERREMOTOS DE LOS SIGLOS XV AL XX

La documentación de sismos ocurridos desde 1400 es más abundante y detallada, sobre todo a partir del siglo XVI. La revisión de la intensidad de estos sismos se ha hecho con documentación original y/o crónicas.

En la tabla 6-I están catalogados los terremotos de intensidad igual o mayor de grado VIII (M.S.K.). En ella se reflejan la fecha, intensidad máxima (I_0), el epicentro macrosísmico (entre paréntesis si es dudoso) y la zona epicentral. De algunos de estos terremotos se describirán algunos efectos importantes y se representarán sus mapas de isosistas en los que exista información macrosísmica suficiente. En la Fig. 6-1 se representan los epicentros

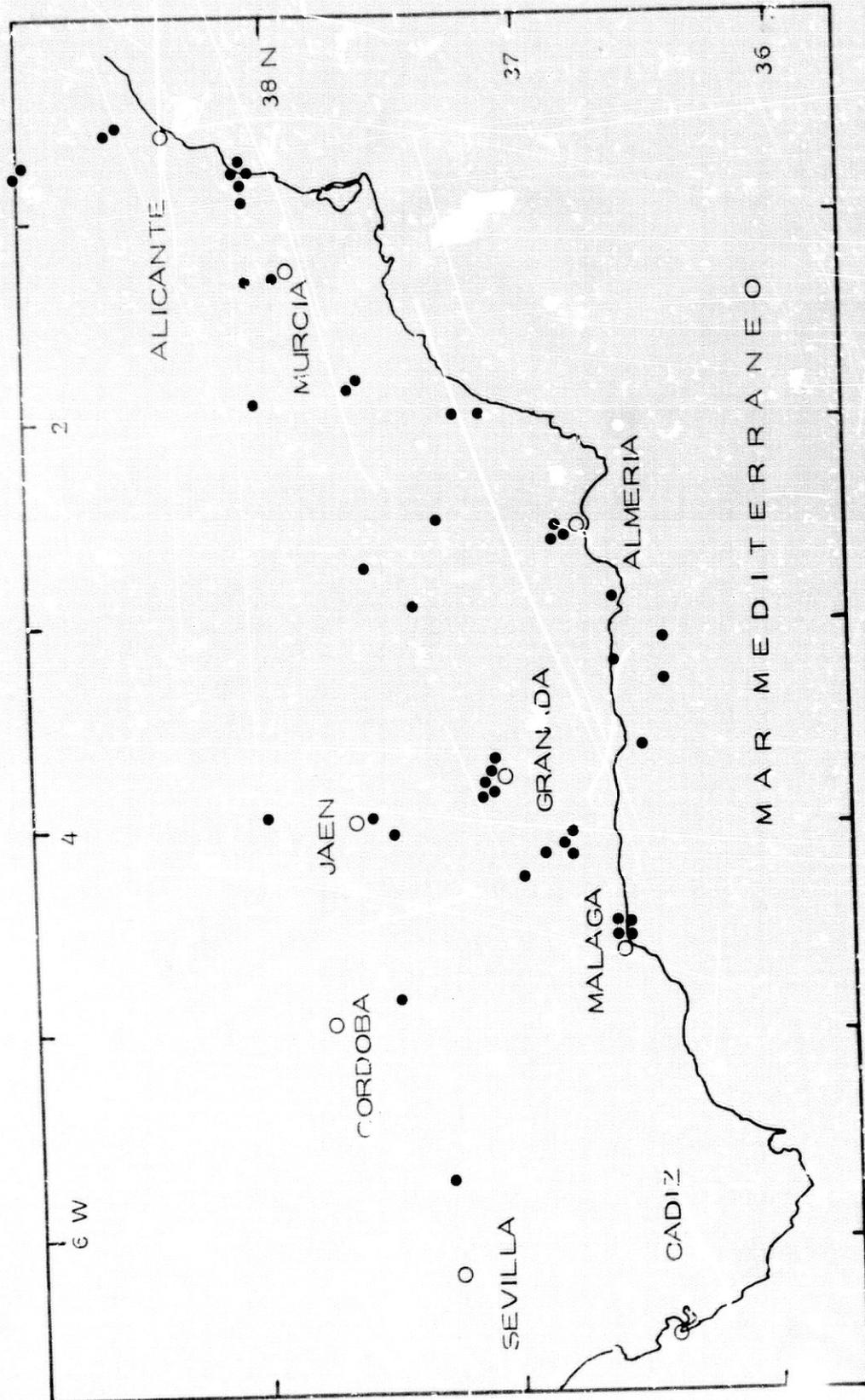


Fig. 6-1. Mapa de epicentros macrosísmicos de los terremotos históricos con I > VIII, período 1400-1985.

TABLA 6-1

TERREMOTOS HISTORICOS SIGLOS XV - XX

AREA BETICAS - MAR DE ALBORAN

115

Fecha	I Max.	Epicentro	Zona
1406	((VIII-IX))	(37.3 ; -1.9)	Vera
24 Abr 1531	(IX)	(37.2 ; -3.6)	Granada
Nov 1487	(IX)	(36.9 ; -2.5)	Almería
(Ene) 1494	(VIII-IX)	(36.7 ; -4.4)	Málaga
5 Abr 1504	IX	37.4 ; -5.6	Carmona
9 Nov 1518	IX	37.2 ; -1.9	Vera
22 Sep 1522	IX	(36.9 ; -2.5)	Almería
1523	((VIII))	((38.1 ; -0.6))	Guardamar
4 Jul 1526	VII-VIII	37.2 ; -3.6	Granada
30 Sep 1531	IX	(37.5 ; -2.8)	Baza
18 Jun 1581	(VII-VIII)	(36.7 ; -4.4)	Málaga
21 Mar 1608	((VII-VIII))	- - -	Sevilla
2 Dic 1620	VIII	38.7 ; -0.4	Alcoy
1645	(IX)	38.7 ; -0.4	Alcoy
31 D. c 1658	VIII	36.9 ; -2.5	Almería
28 Ago 1674	IX	37.7 ; -1.7	Lorca
9 Oct 1680	IX	(36.7 ; -4.4)	Málaga
23 Mar 1748	VIII-IX	(39.0 ; -0.6)	Enguera
2 Abr 1748	VIII	(39.0 ; -0.6)	Enguera
17 Jul 1767	(VII)	(36.7 ; -4.4)	Málaga
31 Ago 1792	(VII-VIII)	35.3 ; -3.0	Melilla
13 Ene 1804	VIII	36.7 ; -3.5	Motril
25 Ago 1804	IX	36.8 ; -2.8	Dalías

TABLA 6 - 1 (Cont.)

TERREMOTOS HISTORICOS SIGLOS XV - XX

AREA BETICAS - MAR DE ALBORAN

116

Fecha	I Max.	Epicentro	Zona
27 Oct 1806	VIII-IX	37.2 ; -3.7	Santafé
20 Dic 1818	VII-VIII	37.7 ; -1.7	Lorca
8 Abr/ /9 May 1821	(VII-VIII)	(36.5 ; -3.0)	Meilla
21 Mar 1829	X	38.1 ; -0.7	Torreveja
23 Mar 1829	VII-VIII	38.1 ; -0.7	Torreveja
18 Abr 1829	VII-VIII	38.1 ; -0.7	Torreveja
25 Dic 1884	X	36.9 ; -4.0	Arenas del Rey
29 Dic 1884	VII-VIII	36.9 ; -4.0	Arenas del Rey
31 Dic 1884	VIII	- - -	Torrox
27 Ene 1885	VII-VIII	37.0 ; -4.0	Alhama
14 Mar 1886	VII-VIII	37.2 ; -4.1	Loja
16 Jun 1910	VIII	36.7 ; -3.1	Adra
21 Mar 1911	VIII	38.0 ; -1.2	Cotillas
3 Abr 1911	VII-VIII	38.1 ; -1.2	Lorqui
31 May 1911	VII-VIII	37.2 ; -3.7	Santafé
10 Sep 1919	VII-VIII	38.1 ; -0.8	Jacarilla
5 Jul 1930	VIII	37.6 ; -4.7	Montilla
5 Mar 1932	VII	37.4 ; -2.4	Lucar
23 Jun 1948	VII-VIII	38.1 ; -1.8	Cehegin
10 Mar 1951	VIII	38.1 ; -3.8	Bailén
19 May 1951	VIII	37.6 ; -3.9	Alcaudete
8 Ene 1954	VII-VIII	36.9 ; -3.9	Arenas del Rey
19 Abr 1956	VIII	37.2 ; -3.7	Albolote
9 Jun 1964	VII-VIII	37.7 ; -2.6	Orce-Galera

Sismicidad Histórica

de los terremotos de lo > VIII del período 1400 - 1985.

LOS TERREMOTOS DEL SIGLO XV

El terremoto del año 1406

Este sismo es recogido por Galbis (1932) citando a Cascales "ocurrió en este año en la provincia de Almería un terremoto, que derribó en Vera gran parte del castillo, la mitad de la mezquita y un gran pedazo de muralla, ocasionando la muerte de 72 de sus habitantes". Es raro que no lo citen Casiano de Prado, Poirier y Taher, Navarro Neumann, López Marinas, etc. Si lo cita Vincent (1974) que le asigna una intensidad VII.

Probablemente en los efectos de este sismo debieron influir la topografía acusada del antiguo emplazamiento de la ciudad (el Cerro del Espíritu Santo), como influyó en el sismo del año 1518 que obligó a cambiar la ubicación de la población. El área macrosísmica debió ser reducida así como la zona de intensidad máxima.

El terremoto de 1431.

El terremoto que Galbis, Navarro Neumann, etc., lo fechan en el 24 de Abril del año 1431. Poirier y Taher (1980) lo fechan en 25 de Abril de 1430, intensidad IX-X y coordenadas epicentrales 37.10N, 3.35W. N. Garrido (1807) lo da a principio de Junio de 1431, y Navarro Neumann (1920) los da el 24-VI-1431 pero según Muñoz y Udias (1980) se debe a un error de transcripción (el mes IV por el VI). Fue un sismo sin duda de gran magnitud ya que causó daños en un área muy extensa. Alcanzó el grado VII-VIII en Ciudad Real. Fue bastante notable en Murcia (Navarro-Neumann, 1920).

Pérez de Guzman en sus crónicas sobre Juan II dice: "...tremió mucho la tierra en el real (que estaba situado al pié de Sierra Elvira), e más en la ciudad de Granada, e mucho más en la Alhambra, donde derribó algunos pedazos de la cerca (muralla) della", "e dos tiemblos de tierra batieron muchas casas de la ciudad". "...muchas torres y ermitas se cuartearon y un paño del muro de la Alhambra se desplomó..." (Lafuente Alcántara). Estas descripciones implican un grado VIII-IX, y quizá IX en Granada, pero los datos deben ser revisados en fuentes originales y comprobar los valores de IX-X que dan Poirier y Taher (1980).

Sismicidad Histórica

El terremoto de 1487

El terremoto de Noviembre de 1487, parece que pudo alcanzar el grado IX en Almería; es el que refiere Jerónimo Munzer "que dejó la ciudad de Almería en ruinas" y al cual citan Santiesteban y Flores (1927) diciendo que "las casas de Almería que en otro tiempo pasaban de cinco mil no llegaban a ochocientas" y también Vincent (1974). Otras descripciones como la de Alonso de Palencia citado por Castro de Guisasola hablan del "derrumbamiento de la torre más fuerte y la mayor parte de las murallas de Almería...".

El terremoto de 1494.

El terremoto de 1492 citado por Galbis (1932), del que no está seguro si es ese año o el siguiente, sus destrozos deben corresponder al del año 1494 ya que el historiador que cita (Díaz Escobar) no lo menciona en su obra "Los terremotos de Málaga" y también tiene duda acerca del mes en que se produjo pero asegura que fué tras una "epidemia nacida en 1493 y desarrollada en 1494". La fecha hubo de ser anterior al 30 de Abril de 1494, en que los Reyes Católicos ordenan que se reparen muros y torres y extienden la franquicia de derechos. Galbis (1932) lo da en Enero.

"Muchas fueron las casas que se convirtieron en ruinas; asimismo, bastantes fueron los edificios que quedaron en alberca" (Díaz Escobar, 1885). Navarro Neumann da una intensidad probablemente VIII en Málaga y IX ó X en la región pleistósista, posiblemente la misma (según él) que la del gran terremoto de 1884".

LOS TERREMOTOS DEL SIGLO XVI

Los terremotos de las Béticas a partir del siglo XVI tienen una documentación más abundante y poco estudiada, pudiendo irse a descripciones más pormenorizadas de los efectos y no a las genéricas, tópicas o escasamente detallistas de los siglos anteriores.

En el siglo XVI ocurren una serie de terremotos importantes cuyos efectos son a veces muy locales (p.e. los de 1518, 1526, 1581, etc.) o que afectan a áreas más extensas (p.e. los de 1504 y 1522).

Sismicidad Histórica

El terremoto del 5 de Abril de 1504

Los efectos de este terremoto fueron analizados por Ortiz de Zúñiga (1504), Hernández Pacheco (1918), Navarro-Neumann (1932) y Gentil y Justo (1983 a y b). Bonsor (1918), basándose en cronistas e historiadores coetáneos del hecho. Todos coinciden en un área de intensidad máxima IX en Carmona, y similar en Alcalá del Río, Lora del Río y Palma del Río. En Sevilla hubo destrozos en iglesias (sobre todo en las de San Francisco, San Pablo y algo menores -grietas- en la Santa Iglesia según Ortiz de Zúñiga (1504), referido por Bonsor (1918) y Sempere (1807). La descripción que hace Bonsor (1918) y que corrobora Hernández Pacheco (1918) respecto a las fracturas visibles en superficie, unas que afectaron a la muralla en la zona del Alcázar, (de dirección E-W) y otras que van desde ésta al convento de San Jerónimo (con dirección NW-SE). Fracturas de unos 200 m y de igual dirección (NW-SE) observó Bonsor en la necrópolis de Acebuchal y en la de Carmona. Esta debió ser la dirección de la fractura responsable del sismo, siguiendo la dirección del valle del río Biar a Carmona, (fracturas que afectan al hercínico en su contacto con la Depresión del Guadalquivir y también a las Béticas). La dirección E-W de las fracturas que afectaron al Alcázar así como a los bordes de los cerros de los Alcores, deben tratarse de grandes grietas producidas por asentamiento y deslizamiento, de ahí lo espectacular de algunas grietas o de los desprendimientos de grandes bloques.

Gentil y Justo (1983), representaron (Fig.6-2) la distribución de daños de este terremoto, en los que debió influir sin duda las características de los terrenos sedimentarios en las poblaciones junto al Guadalquivir y la morfología en los destrozos de algunos barrios de Carmona.

El terremoto de Vera de 9 de Noviembre de 1518

"Vera fué destruida por completo" (Casiano de Prado, 1863) ... "no quedando en pie más que una pequeña capilla de la iglesia de Santa María". La ciudad fué reconstruida en un lugar 11a o a unos centenares de metros del emplazamiento inicial (Vincent, 1974).

El mapa de isosistas de este sismo (Fig.6-3) trazado por Vincent (1974) denota un claro efecto de la topografía en los efectos tan destructores de Vera. Así, salvo este efecto de amplificación local, el sismo alcanzó el grado VIII en un área muy pequeña. En Mojácar se arruinaron 10 casas (grado VII-VIII) y no se produjeron destrozos en otras

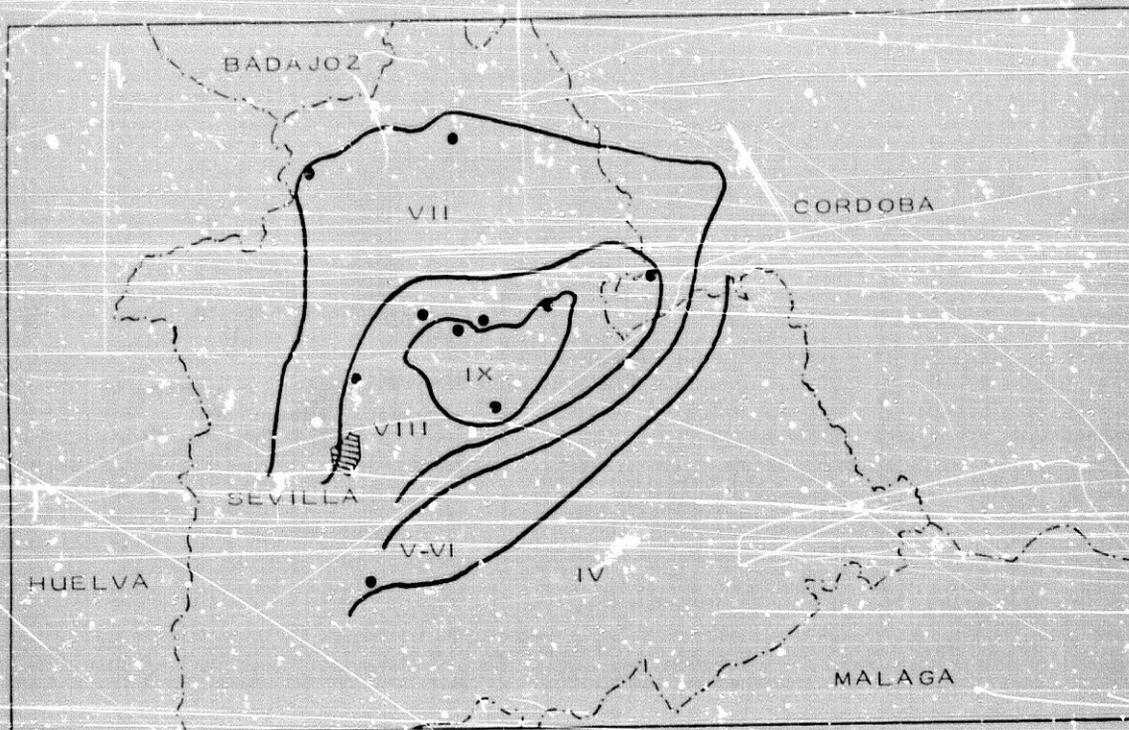


Fig. 6-2. Mapa de isosistas del terremoto del 5 de Abril de 1504, según Gentil y Justo (1983)

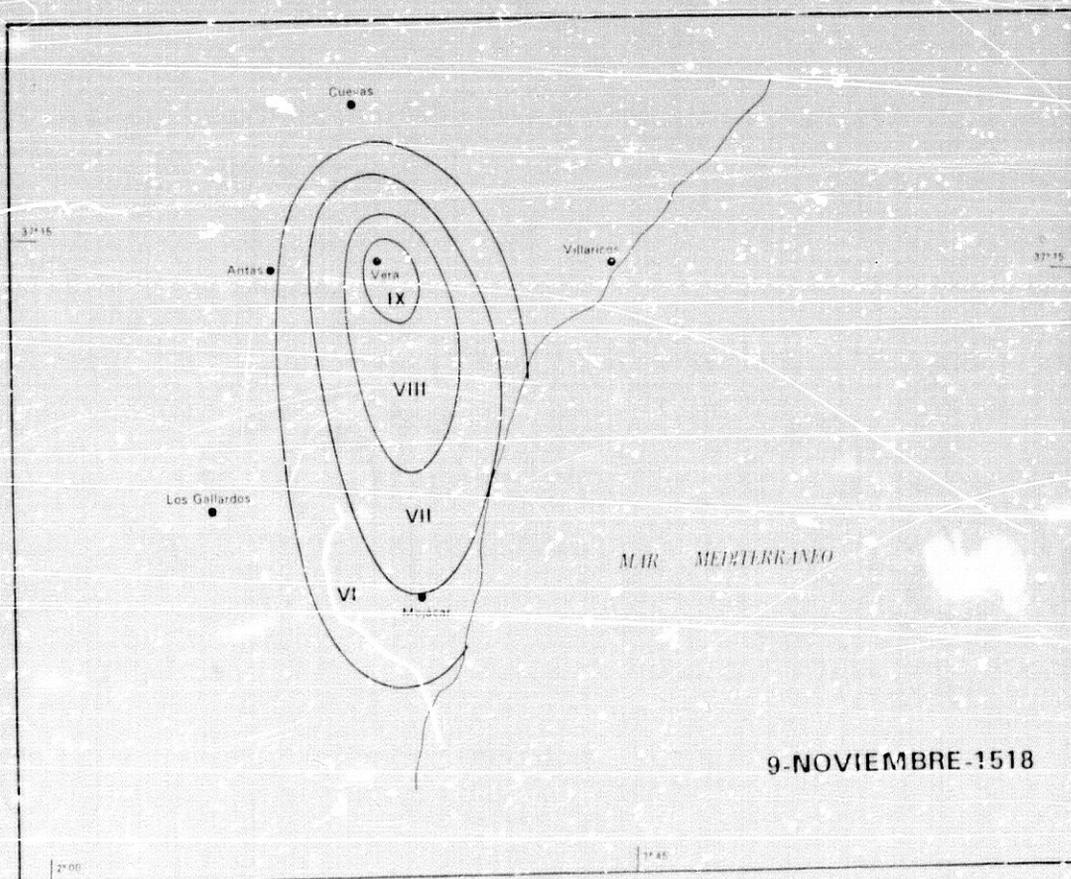


Fig 6-3. Mapa de isosistas del terremoto de Vera del 9 de Noviembre de 1518 según Vincent (1974)

Sismicidad Histórica

poblaciones cercanas.

El resto de terremotos que Galbis (1932) da como ocurridos desde el 10 de Junio al 1 de Septiembre de 1518 no tuvieron lugar (López Marinas, 1978), confusión debida a que en el texto de Casiano de Prado (1863) éste comienza enumerando los destrozos del sismo de 1518 en Vera y pasa a la descripción de sismos y efectos en otras poblaciones. "Posteriormente se manifestó en otros puntos hasta el presente año -de 1863- en que volvió a la misma ciudad, ..."

El terremoto almeriense de 22 de Septiembre de 1522

Este terremoto afectó sobre todo a la ciudad de Almería (Io=IX-X), donde destruyó totalmente el barrio de la Almedina, la catedral (salvo una pequeña capilla) y todos los otros templos, la fortaleza y casi todas las torres y muros de las murallas. "De entre los edificios de la ciudad entera apenas si se escaparon vivos dos, otros dicen que uno, supuesto que el otro ha quedado cuarteado" (Mártir de Anglería, 1522). También sufrió ruina el puerto de Almería, y tan solo el Hospital Real, que "siguió sirviendo su cometido hasta Julio de 1556, en que ya amenazaba ruina por vejez" (Tapia, 1970) no quedó destruido, pero sí dañado.

Otras poblaciones quedaron gravemente dañadas ("Dicen que han quedado devastados en esta ocasión unos ochenta lugares" (Mártir de Anglería 1522), ó destruidas como Almanzora "derribando y hundiéndose las más de las casas della matando y cubriendo a cuantos en ellas se hallaron...").

En "Baza y Guadix hizo gran daño..". Hubo deslizamientos de ladera "se movieron y levantaron montes y sierras"... Estos afectaron al río Almería: "moviose de su lugar gran parte de la sierra, y cayó en el río que pasa junto a esta ciudad" (Pedro de Medina, 1549).

Granada fué afectada, posiblemente grado VII. Hubo destrucciones aisladas en la techumbre de la Capilla Real, grietas en los muros de la Alhambra y algunas "casas han sufrido quebrantos" (Mártir de Anglería, 1522).

Se habla también de destrozos en el N de Africa como p.e. en Tetuán, Fez y Orán. Estos datos han de ser investigados documentalmente, por si se trata de otros sismos coetáneos, o tan solo supuestos. Poirier y Taher (1980) no lo citan en sus análisis de documentos árabes.

Sismicidad Histórica

Vincent (1974) trazó un mapa de isosistas de este sismo (Fig. 6-4), y López Marinas (1978 y 1983) hizo puntualizaciones sobre dichas valoraciones de intensidades.

De los destrozos graves que sufrió Almería fue condecorador Carlos I que le otorgó exenciones y una dotación de 200.000 maravedies por año durante diez años para reparar la fortaleza, según las cédulas y provisiones reales de 1522, 1523, 1525, 1539 y 1548, documentos que se encuentran en el Archivo Municipal de Almería.

Este sismo debería ser analizado en profundidad por su importancia y por lo incompleto del estudio de los datos macrosísmicos.

En 1523, según Galbis, hubo un terremoto que derrumbó la iglesia de Guardamar del Segura y algunas casas de Cartagena, si embargo este sismo no es citado por Martínez Guevara (1985) en su catálogo de sismos murcianos. Torres de Villaroel (1748) supone que en Baza unos terremotos derribaron edificios y sepultaron en sus ruinas a los habitantes. Galbis sugiere que estos destrozos deben referirse al terremoto de 1522, en cuyo caso el terremoto habría alcanzado allí el grado VIII y habría de analizarse el área de intensidad VIII de este sismo.

Respecto a los sismos del 4 de Julio de 1526, "a las 11 y a las 4 de la mañana tembló la tierra en Granada, más el Emperador que estaba en el Alhambra, ni se alborotó ni se levantó, si bien los de su casa se espantaron" (Prudencio de Sandoval). Velázquez de Echevarría (1767) dice que "hizo caer muchas torres de la ciudad y entre ellas la de Turpiana..., de la que se desprendió una campana". Es muy posible que solo esta última sufriera destrozos, ya que de no ser así el historiador de Carlos V lo hubiera reseñado. No se dan datos respecto al resto de los edificios de la ciudad, por lo que estos no debieron sufrir destrozos graves (Io=VI o VII-VIII como máximo).

Terremoto del 30 de Septiembre de 1531

Sobre las tres de la madrugada ocurrió en Baza un terremoto (de Io=IX) que destruyó casas, torreones, iglesias y la Alcazaba y causó en la ciudad más de 1000 muertos. En Benamaurel "...no quedó en pié más que un mesón" (Magaña Bisbal, 1978). Las actas del Cabildo de Baza reflejan que las calles estaban con los escombros de las destrucciones, al igual que la iglesia Mayor que cayó sobre una plaza y fuente. Se cayeron adarves, de donde los vecinos estaban



Fig. 6-4. Mapa de isosistas del sismo del 22 de Septiembre de 1522, según Vincent (1974).

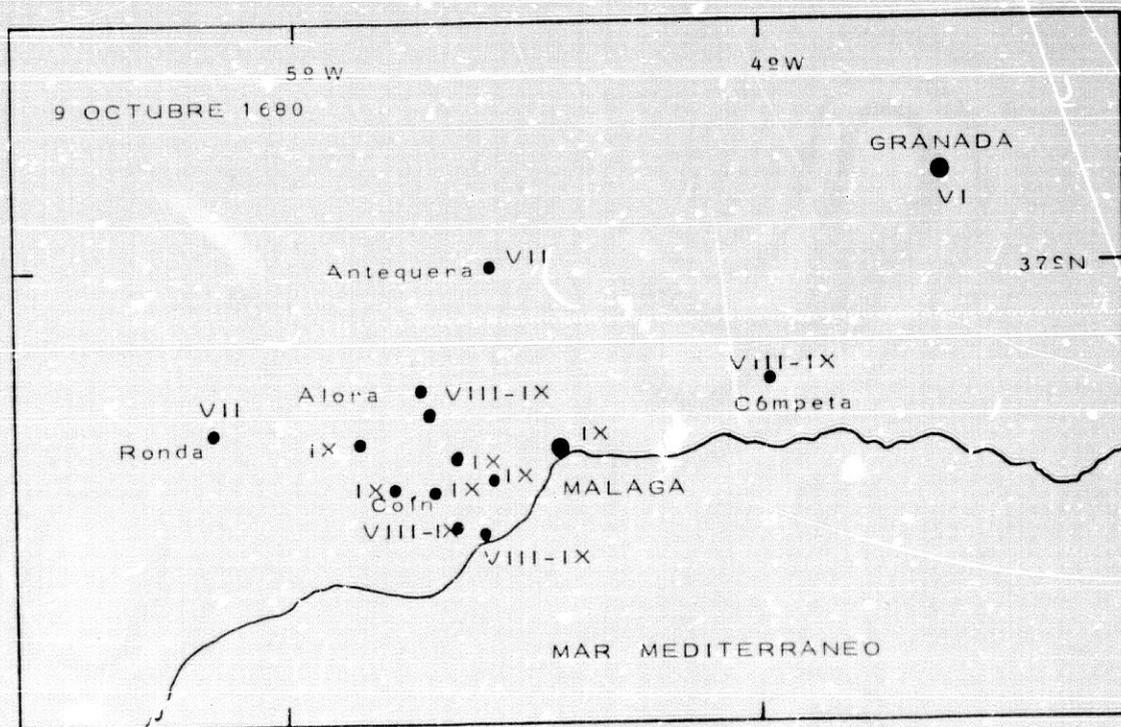


Fig. 6-5. Valoración de la intensidad (MSK) alcanzada en algunas poblaciones de Málaga, según Muñoz y Udías (1983), del terremoto del 9 de Octubre de 1680.

Sismicidad Histórica

tomando piedras, al igual que algunas torres (como la del Hidalgo). Algunos edificios no se cayeron como p.e. "el monasterio de San Francisco está habitado por gente particular, como consecuencia de no haber lugares de para refugiarse", o p.e. "los adarves de la Almedina que están a punto de derrumbarse sobre las casas acordándose que se quiten", y otros no totalmente destruidos como p.e. "al lado de la casa de Luis Ribera queda un trozo grande de adarve sin caer, que se repare", etc.

También se reflejan las ayudas recibidas por algunos pueblos próximos que envían gente a quitar escombros. Otros documentos informan que "los vecinos de Benamaurel que se le cayeron las casas en el terremoto, les están haciendo apartados de la iglesia, y que no conviene esto. Se acuerda que los construyan cerca del templo", por lo que este debió afectar a las casas limítrofes y los vecinos intentaban evitar que este hecho se repitiese.

La tasación de los daños se hizo por orden de Carlos I, resultando estos ser de unos 10 millones y 45.950 maravedíes, haciendo el rey la gracia de las alcabalas de la ciudad y su partido por 10 años.

Este terremoto es distinto, según parece, al que se sintió en toda España en Enero de 1531, y que causó tantas desgracias en Lisboa (el 25% de las casas destruidas), Santaren, etc...

Según Lopez Marinas (1978 y 1983), los terremotos de 1529 de Almería, de 1533 de Alhama de Almería y el de 1558 no sucedieron y el de 19 de Abril de 1550 en vez de ser de intensidad X fué de intensidad VI.

Terremoto de Málaga de 18 de Junio de 1581

Los destrozos que relatan Díaz Escobar y Urbano (1885), Sempere (1807), Medina Conde, se refieren a los ocasionados en la Capilla Mayor de la Iglesia, el Palacio Episcopal y en trozos de muralla de la Alcazaba y Puerta Nueva (seguramente en las almenas), pero no se mencionan destrozos graves en otros edificios menos resistentes. Por ello la intensidad en Málaga debió ser VII-VIII, o como máximo VIII. "En Granada causó desperfectos y aún derrumbó algún edificio ruinoso (VII)" según Navarro Neumann (1920).

En Enero de 1599 hubo un terremoto en Gandía (Valencia) que según Navarro Neumann (1920) causó ruina en alguna casa

Sismicidad Histórica

y daños en el convento de San Jerónimo. Por las descripciones puede suponerse una intensidad de grado VII.

LOS TERREMOTOS DEL SIGLO XVII

Terremoto de 21 de Marzo de 1608

Causó pequeños destrozos en Sevilla como p.e. caída de adornos (llamados "pirámides") de iglesias y algunos trozos de almenas y chimeneas (Galbis 1932). Estas descripciones corresponderían al grado VI, pero dice también Galbis, citando a Capitán, que derribó algunas casas (VII) y que muchos navíos se hundieron, así como que el puente se partió en cuatro pedazos y murieron ahogados 2 hombres. Esta última descripción suena demasiado igual a otros relatos de Sevilla unidos a terremotos, huracanes, tormentas, etc., por lo que la descripción parece tener poca consistencia.

Terremoto del 2 de Diciembre de 1620

Destrozó en Alcoy (Alicante) los templos, conventos y casas causando 22 muertos (I-VIII o quizá VIII-IX) aunque en lugares situados a unos 12 Km. como Alcolecha tuvieron intensidad VII. El contraste de intensidad entre Alcoy y alrededores ha de ser debido a la cercanía de la falla actuante, unido a efectos muy locales del terreno. Este sismo fué el principal de una serie sísmica que tuvo terremotos sentidos hasta comienzos del año 1621.

Terremoto de Alcoy de 1645

Galbis (1932) habla de terremotos destructores en 1645 y cita a Cavanillas, no da mes ni fecha, pero sí efectos de grado IX en Sella de Núñez, Alcoy y Muro de Alcoy y de ruinas en varios pueblos. La importancia de los destrozos hace imprescindible una revisión de los hechos para ver si existe confusión o no respecto a los sismos o a su fecha.

Terremotos del 31 de Diciembre de 1658

He aquí otros sismos con descripciones un tanto detalladas de uno de los lugares afectados: Almería y genéricos de otros también gravemente afectados como p.e. la Sierra de Cabo de Gata.

Sismicidad Histórica

Esta serie empezó el día 30 de Diciembre, a las 12 de la noche, con un terremoto de $I_0=VI$, se siguieron sintiendo hasta 13 sismos el día 31, siendo los más importantes los de las 6, 13 (sobre todo éste), 15 y 20 h.. Posteriormente hubo nueve el día 1 y también el día 2 (que se cayó un trozo de muralla de Almería). Se siguieron sintiendo réplicas durante 6 meses (Vincent, 1974).

En Almería hubo destrozos graves en la Alcazaba y se cayeron algunas casas ($I=VIII$). Antonio de Mendoza (1659) informa de un efecto importante: "las lastras de la Chanca se elevaron, echando el agua hacia el mar y empujando las olas ...". Sufrieron destrucción las torres de San Pedro de Rodalquilar, de la Carbonera y de la Testa y el Torrejón del Cabo que se hallaban en la Sierra del Cabo de Gata por la parte del mar (Casiano de Prado, 1864). El sismo causó muertos en Almería y en las torres militares destruidas a pesar de estar sobre aviso, pasando a instalarse en lugares abiertos como indica el padre Lorca.

Causaron daño en Dalias y se sintió no muy fuerte en Berja (Tapia, 1965). El área epicentral debió estar entre Almería y la Sierra de Cabo de Gata.

Respecto al terremoto de 1668 fué violento en Alcalá la Real pero no creemos que superara el grado VII. No obstante este sismo ha de revisarse ya que Guardia Castellano (1913) supone que destruyó algunos edificios en la población de la Mota.

Terremoto de Lorca de 28 de Agosto de 1674

Este sismo es el de mayor intensidad (grado IX) de una serie de la que quedan referencias de sismos sentidos los días 9 y 10 de Agosto, 28 y 29 de Septiembre (este último de $I_0=VII$) y el 9 de Septiembre y 5 de Octubre (Martínez Guevara, 1985).

Según recogen algunos documentos del Archivo del Ayuntamiento de Lorca el sismo del 9 de Agosto a las 11 de la noche fue "tan grande y repentino con quebranto de algunas casas..." / "...quedando los villanos de pavor con el accidente", ($I_0=VI-VII$). Hubo algunos de menor intensidad en los días siguientes.

El sismo más importante ($I_0=IX$) fué el ocurrido el día 28 de Agosto a las 9 y media de la noche: "sobrevino uno tan grande y horroroso que destruyó la mayor parte de esta

Sismicidad Histórica

ciudad, con muerte de treinta y más personas que cogieron las paredes de las casas, siendo todas (las casas) quebrantadas, muchas totalmente destruidas y los templos y torres de ellos lastimosamente amenazando próxima ruina..." Otros destrozos son recogidos en este documento: como el quebranto de la torre del reloj, la cañería del agua, la fuente pública, el Ayuntamiento, y en general los destrozos son de tal tamaño que "no es posible en largos años la reparación de esta ciudad..."

En iguales términos se expresa el Obispo de Cartagena haciendo constar que el temblor "arruinó totalmente muchas de sus casas, templos, conventos y edificios, y lo demás restante de dicha ciudad -Lorca- ha quedado desplomado y herido amenazando la misma ruina en la cual perecieron muchas personas..." y como se hace voto de guardar el día de San Agustín, día en el que ocurrió el terremoto.

En un informe de 113 páginas (sobre "el reconocimiento del daño que esta ciudad y sus vecinos"...) se agrupan por parroquias las tasaciones recogidas casa a casa y reflejándose el valor de los daños en reales de vellón. De este informe resultan los siguientes daños: Parroquia de Santiago: 282 edificios dañados, 273 edificios con daños valorados en más de 1000 reales de vellón, 56 de cuyas casas fueron asoladas, y 9 edificios con daños de 1000 reales o de menor cuantía, siendo la valoración total de daños de esta parroquia: 2.632.200 reales de vellón.

En la iglesia parroquial de Santiago hubo de reedificarse la torre, los arcos que habían quedado "quebrados y las capillas caídas". Quedaron asolados los conventos de Ntra. Sra. de las Mercedes y el de Sto. Domingo y la mayor parte de la iglesia, claustro y altar de este convento.

En la parroquia de S. Mateo se reconocieron 594 edificios, 400 casas con daños mayores de 1000 reales, 73 de ellas asoladas, y 154 con daños de 1000 reales ó menos, tan solo 22 de ellos sin daños, tasándose los destrozos en 1.921.190 reales. La Iglesia Parroquial de San Mateo quedó medio asolada y con daños el convento de Santa Ana y dos ermitas: San Roque y Nuestra Señora de Gran (?), tasadas todas estas destrucciones en 9600 ducados.

En la Parroquia de Santa María, San Patricio, San Juan y San Pedro se reconocieron 415 casas, 131 se tasaron casa a casa con 125 casas con daños superiores a 1000 reales, 8 de ellas asoladas, y el resto menores y las restantes por calles, algunas cuyas casas estaban casi todas asoladas. En

Sismicidad Histórica

total de daños se tasó en 2.022.500 reales. Sufrieron daños el convento de las monjas de Madre de Dios. En la iglesia parroquial de Santa María se cayó la Iglesia y la torre quedó quebrantada. También tuvieron daños muy importantes la cámara del Cabildo, Carnicería, El Pósito y Reloj. Las murallas desde la puerta de San Antonio hasta la Puerta Nueva tuvieron daños por valor de 12.000 ducados.

En la Parroquia de San Cristobal, situada fuera de las murallas, 348 casas inspeccionadas, 83 de estas assoladas, y 265 con daños de 1000 reales o menos (una de ellas sin daños). La tasación de daños de esta parroquia fué de 345.300 reales (en la tasación de este barrio no han entrado conventos, casas oficiales, murallas, etc.).

Esta tasación, hecha por mandato oficial por maestros de cantera y de albañilería, fué recogida en el documento citado en los primeros días de Noviembre, es de gran valor para cuantificar la intensidad del terremoto en Lorca, a pesar de los criterios desiguales que se pudieron aplicar por los distintos grupos formados. Los daños fueron tan graves que toda la población, se salió de la ciudad y habitó en barracas, los cabildos se celebraban fuera del ayuntamiento (en "Lo Yeron"). Las monjas de un convento se fueron a la huerta del covento de Santa Clara, donde también estaban las de éste, etc.

Terremoto del 9 de Octubre de 1680

En Málaga quedaron destruidas 852 casas (20%), 1259 inhabitables (30%) y con daños de consideración las restantes. Hubo 70 muertos y unos 250 heridos.

Existe una tasación de destrozos por parroquias: De tres de ellas puede darse una valoración de daños aún mayor 27% de casas totalmente deshechas y un 35% con graves daños.

El barrio del Perchel fué assolado y también las fortalezas de la Alcazaba y Gibralfaro, de la que cayeron muchas almenas (Navarro Neumann, 1920).

Juan Cabezas (1680) da en una serie de relaciones algunos detalles sobre los daños ocasionados por el terremoto. La primera es más bien una impresión acerca de noticias genéricas recibidas del terremoto que se había sentido en Madrid y de lo impresionados que habían quedado en Córdoba y comarca. Pero en la segunda relación se cuenta, ya con más datos, que cayeron en Córdoba algunas

Sismicidad Histórica

almenas de la Iglesia Catedral y remates de la torre, con grietas en el cuerpo de campanas. Igualmente hubo daños en otras iglesias y conventos, pero estos destrozos (de clase 3 y algunos de clase 4) tan solo se dieron en edificios altos, con períodos propios un poco mayores que las construcciones ordinarias. La intensidad sería pues de grado VII en Córdoba, aunque se habla también de que las murallas "quedaron por muchas partes demolidas" y de las órdenes del cabildo mandando que "no rodasen coches por el riesgo grande de los edificios, hasta tanto se cuide de su reparo". Habrían de esclarecerse los daños reales sufridos en Córdoba para ver si realmente sufren el grado VII o es una descripción "aleccionadora" del autor con fines "piadosos", pues al describir los destrozos de Ecija, que supone mayores, tan solo habla de destrozos parciales en las torres de las iglesias y algún desprendimiento también de otros y que hubo edificios cuyos destrozos fueron importantes por el "reparo" que necesitaban (I=VII-VIII?).

En Sevilla hubo bastantes averías en los edificios (Navarro Neumann, 1920) pero no debieron ser de importancia ya que no detalla ninguno Juan Caberas (1680) en su segunda relación, donde indica que los sevillanos deberían dar gracias al haberse librado "de los desastres y fracasos que sucedieron en otras ciudades..." (I=VI ó VI-VII).

En Granada, "aunque no hubo hundimientos no quedó edificio que no sufriera algo" (VI-VII).

En Jaen se dice que "han sucedido casi los daños que Ecija", pero solo se refiere a las grietas que afectaron a su catedral no acabada. (I=VI-VII).

Las poblaciones con detalles sobre los destrozos para valorar su intensidad y con las que se ha trazado el mapa de isosistas de la Fig.6-6 fueron:(grado IX) en Fizarra, en cuya sierra hubo desprendimientos, Alozaina, Cartama, Coin, Alhaurín El Grande, Mijas, (también con desprendimientos de ladera); grado VIII-IX en Benalmádena, Cómpea, Alhaurín de la Torre; grado VIII en Alora, Antequera; grado VII-VIII: Lucena, Jerez de la Frontera; grado VII: Cazalla de la Sierra, Osuna; grado VI-VII: Carmona, Morón de la Frontera, San Juan de Aznalfarache, Alcalá del Río; grado VI: Cádiz, San Lucar de Barrameda, Puerto de Santa María; grado V en Madrid y Toledo. Muñoz y Udías (1983) han valorado las intensidades de algunas poblaciones (Fig.6-5) afectadas y Gentil y Justo (1985) han trazado un mapa de isosistas con una información muy desigual.

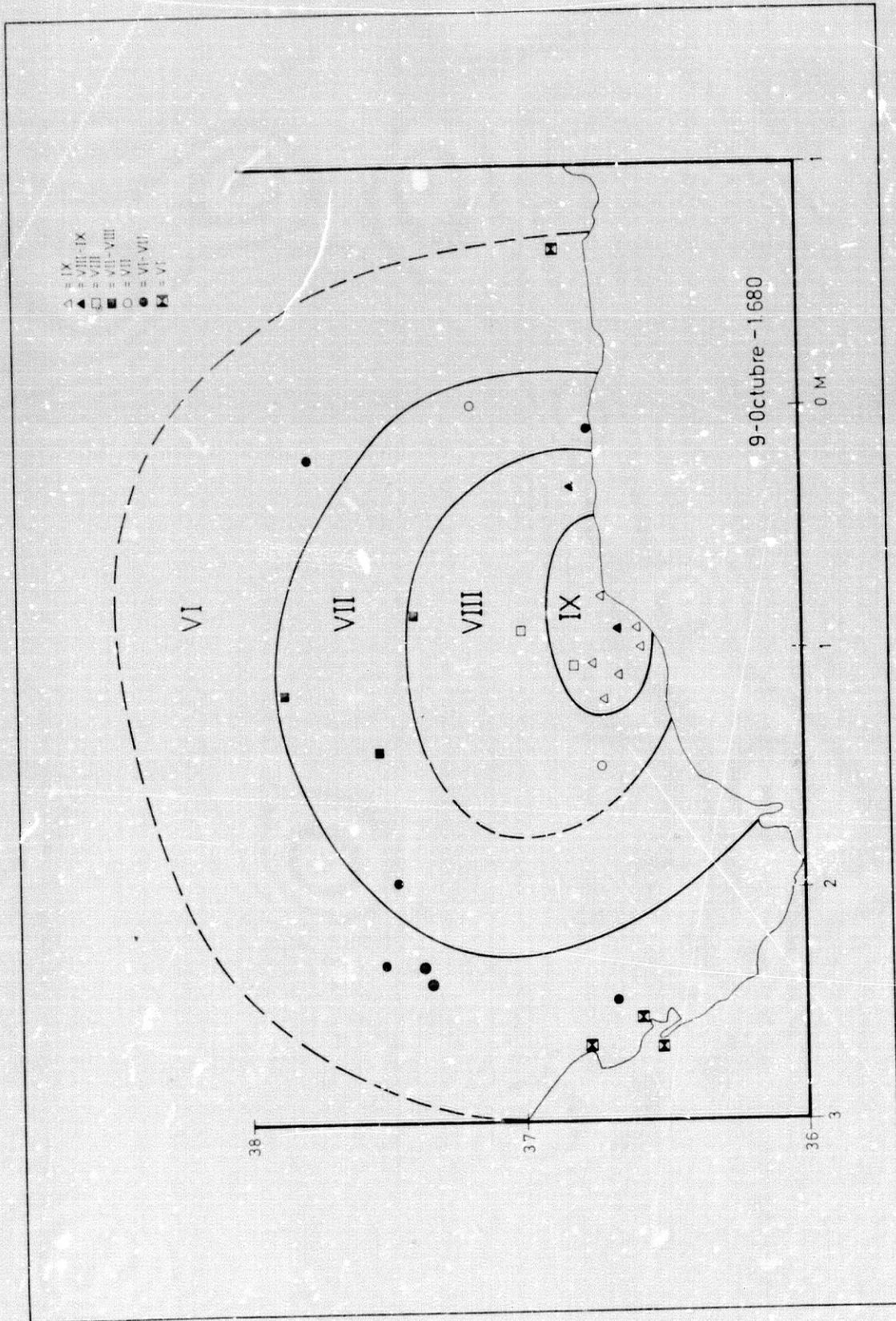


Fig. 6-6. Mapa de isosistas del terremoto del 9 de Octubre de 1680

Sismicidad Histórica

LOS TERREMOTOS DEL SIGLO XVIII

La serie sísmica que se sintió de Enero a Mayo de 1712 en Jaén causó destrozos de grado VII, según se desprende de lo recogido en las actas capitulares del Archivo Municipal de Jaén, ya que los alarifes hablan en Marzo de la necesidad de reparaciones en distintos edificios pero no se citan colapsos aunque sí algunos destrozos en varios barrios. Tampoco se citan otros lugares en los que hubiese mayores daños.

El sismo de 29 de Marzo de 1722 afectó a Málaga donde "multitud de edificios se quebrantaron de forma que hizo imposible su ocupación" (Díaz Escobar y Urbano, 1885) grado VII-VIII; es descripción genérica y quizá exagerada, por lo que no creemos superase el grado VII.

El sismo de 27 de Febrero de 1724 que afectó Sevilla donde según "A Gazeta de Lisboa" hubo casas destruidas en el barrio de Todos los Santos, sin duda es exageración, y no debió superar el grado VII ya que otros cronistas de la época no lo citan.

Los terremotos de 23 de Marzo y 2 de Abril de 1748

Serie sísmica con dos terremotos destructores. El de 23 de Marzo (que también suponen algunos como Carrasco Esteban que sucedió en 1723 (Navarro Neuman (1920), (creemos que se trata de un error de transcripción) en're las 6 y las 7. Este sismo causó destrozos graves grado VIII-IX (y quizá IX en algunos lugares) en Rotglá, Montera, Corvera (debió ser el de Valencia y no el de Murcia), Enguera, Játiva, y Alcudia (igualmente debió ser uno de los Alcudias de Valencia y no el de Castellón). De grado VIII, por los datos que da Galbis (sacados de los manuscritos del Palacio Arzobispal de Valencia), fue la intensidad en Torrente, Estubeny, Anna, Manuel, Novelé, Canales (debe de tratarse de Canals de Valencia y no de Canales de Castellón) y Valleda.

Este sismo y su réplica del 2 de Abril, que alcanzó el grado VIII ó VII-VIII en los pueblos mencionados anteriormente, deben ser analizados documentalmente por su importancia.

El sismo del 4 de Marzo de 1751 no debió superar el grado VII en Vélez Rubio a pesar de que causó destrozos en su iglesia, ya dañada también en 1724 y restaurada en 1769

Sismicidad Histórica

(Vincent, 1974), también causó daños en Almería en la segunda batería de Levante (Gaibis, 1932).

El terremoto más importante del siglo XVIII fue sin duda el de 1 de Noviembre de 1755 (Fig. 6-7), sismo ampliamente estudiado por gran cantidad de sismólogos, pero que desafortunadamente no se ha tenido en cuenta en el cálculo de la peligrosidad sísmica del área de Andalucía occidental y del considerable riesgo que sacudidas de este tipo tendrían en esta región y los efectos, sin duda importantes, de la respuesta del suelo en toda la cuenca sedimentaria del Guadalquivir desde Córdoba hasta el mar. Este riesgo se ve incrementado por la gran cantidad de edificios de gran altura que se han construido y construyen en la región sin tener en cuenta en su diseño este potencial efecto sísmico.

Una réplica del 27 de Noviembre de 1755 causó algunos destrozos en Málaga, y mayores daños en Vélez, Torrox y Estepona. Otra réplica un poco menor ocurrió el día 29 de Noviembre.

El terremoto de 17 de Julio de 1767

Dice Díaz Escobar y Urbano (1885) que "muchos edificios se vinieron a tierra, algunas personas perecieron y en algunos pueblos de la provincia se dejó sentir con mayor pujanza el desastre".

Las actas Capitulares de la Catedral de Málaga convocan a la celebración de un "Te Deum" como reconocimiento de "Librarla (a la ciudad) sin experimentar desgracia alguna". Así que este terremoto no debió superar el grado VII en Málaga, pues no se refiere como en otras ocasiones a daños graves en iglesias o edificios, aunque puede que sí superase este grado en alguna población de la provincia.

El terremoto del 13 de Noviembre de 1778

A las 8 y 40 minutos se sintió en Granada un terremoto de 5 a 6 segundos de duración que "hicieron mucho sentimiento en diversas obras, y rodaron varios remates de otras" (Vaca de Guzmán, 1779). Su intensidad no sobrepasó el grado VII, pero la continuidad de las sacudidas movieron a que se cerrara el corral de comedias y a dictaminar sobre la utilidad o inutilidad de la excavación del Pozo-Airon para evitar futuros temblores.

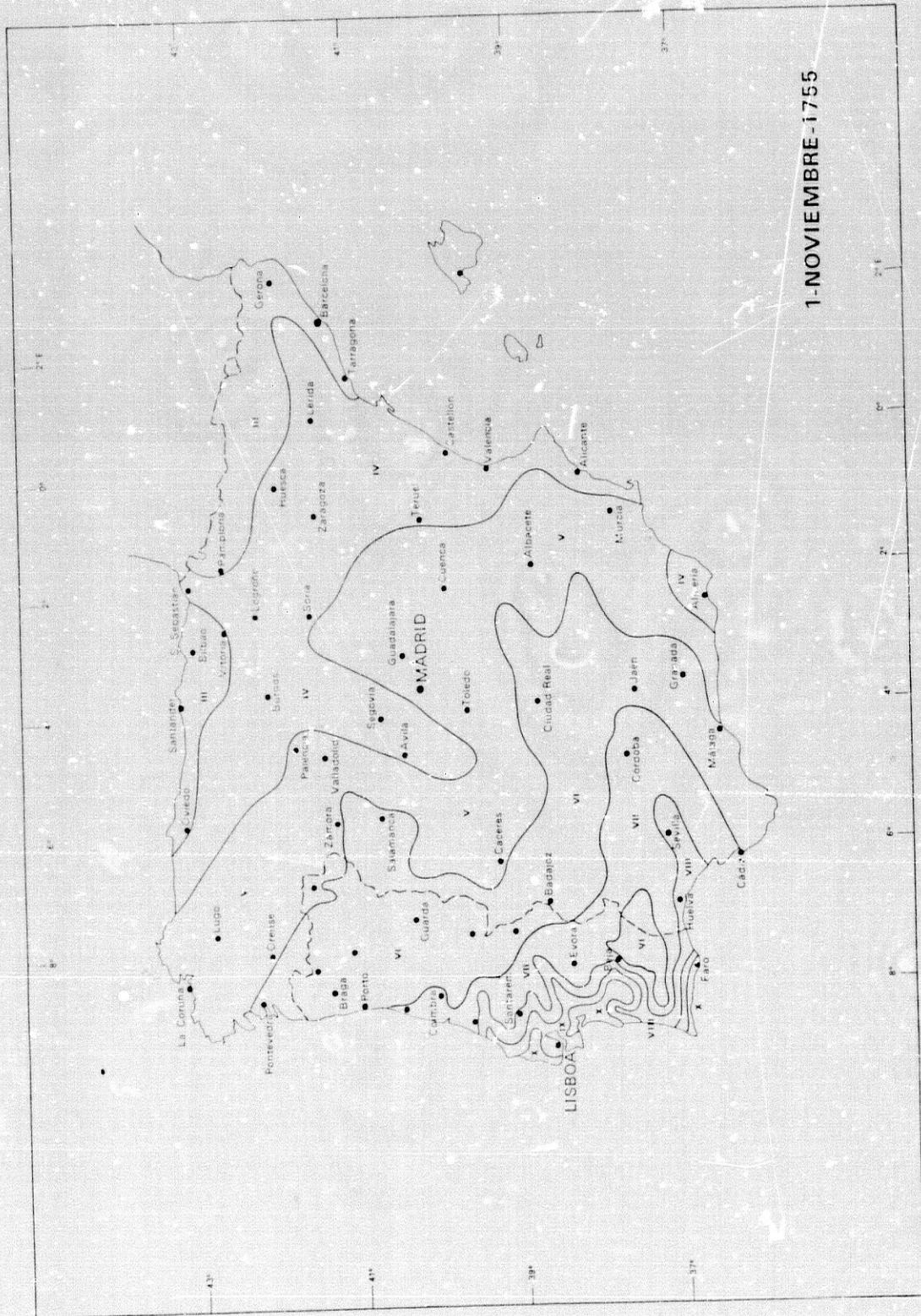


Fig. 6-7. Mapa de isosistas del terremoto de Cabo San Vicente del 1 de Noviembre de 1755, según Martínez Solares et al. (1979).

Sismicidad Histórica

La consternación de los granadinos ha sido frecuente en su historia sísmica debido a sentirse gran número de sacudidas de una serie, como la del año de 1778, pues en tan solo 6 días se sintieron 16 sacudidas, dos de ellas más violentas, tal que los vecinos "pasaban las noches al raso". Antes se habían sentido los días 5 de Junio, 5, 23 y 24 de Julio, 3 y 8 de Agosto, 7 y 11 de Octubre, y posteriormente a los 16 referidos los del 25 de Noviembre y del 10 de Diciembre.

Respecto al terremoto de Alboloduy del 29 de Octubre, fué en realidad un deslizamiento de tierra (López Marinas, 1978).

El terremoto del 31 de Agosto de 1792

Este fué el terremoto más fuerte sentido en Melilla de una serie que ocurrió desde el 8 de Octubre de 1791 hasta el 2 de Septiembre de 1792. Galbis (1932) cita a G. Morales que en sus "Efemérides y curiosidades de Melilla" anota como sentidos 21 en Octubre, 13 en Noviembre, 31 en Diciembre de 1791, 26 en Enero, 3 en Febrero, 3 en Marzo, 1 en Mayo, 8 en Agosto y 4 en Septiembre. El sismo principal causó "grandes destrozos en los edificios siendo preciso habilitar barracones para viviendas". Intensidad máxima VII ó VII-VIII.

LOS TERREMOTOS DEL SIGLO XIX

Los sismos del XIX son mejor conocidos aunque asombre el que no hayan sido analizados con mayor profundidad hasta fecha reciente y que no existan aún mapas de isosistas de todos los de intensidad igual o mayor de VIII, aunque la documentación existe y es abundante.

De los terremotos que alcanzaron relevancia, aunque no llegó al grado VIII fué el terremoto del 20 de Junio de 1801, que sacudió el área de Santafé y Granada. Debió ser importante pues dió lugar a una memoria de Ponce de León, que luego se volvió a reproducir ampliada con los detalles de los terremotos de 1806.

El terremoto del 13 de Enero de 1804

El sismo de 13 de Enero, se sintió a las 17 y media en una amplia área del Sur de Andalucía y causó los mayores daños en Motril y no en Dalías como se desprende del mapa de

Sismicidad Histórica

isosistas trazado por Vincent (1974) y recogido por Mezcua (1982)(Fig.6-8), mapa que debe corresponder a los destrozos del 25 de Agosto del mismo año.

Casiano de Prado (1833) recoge las noticias aparecidas en la Gaceta de Madrid. He aquí las noticias mandadas desde Motril el día 16 de Enero y publicadas el 27 del mismo mes. "...El movimiento fué al principio perpendicular, y a los 14 o 16 segundos se observó la trepidación que duró otros 4 ó 5 segundos, y empezando un fuerte movimiento de ondulación que continuó por más de 20 segundos con ruido subterráneo, al principio violento y después sordo...", (buena descripción de los distintos trenes de ondas). Después se habla de unas 12 réplicas que ocurrieron con una periodicidad de 3 horas aproximadamente. Las réplicas continúan sintiéndose hasta el 27 de Febrero y con una frecuencia de dos o tres cada día hasta el 22 de de Enero, según los informes enviados por el gobernador de Motril (J. Moreno) al gobernador provincial.

La "ciudad ha quedado por decirlo así asolada, pues no hay casa que no se haya cuarteado, muchas enteramente arruinadas en términos de no poderse habitar.... los templos han quedado arruinados" (Casiano de Prado, 1863). Hubo 2 víctimas. "Se notó que el mar se había retirado unas 22 varas" (?). Estos datos también se reflejan en las cartas mandadas al Arzobispado dando cuenta de la ruina de templos y casa de diezmos: "Dejando todos los edificios quebrantados unos y otros medio arruinados .../... ha maltratado tanto esta iglesia ../. quitar el reloj de la torre ../. pensar derribar las campanas porque por instantes se desploman..."

Igualmente queda explícito en los oficios que envía a Granada el Gobernador de Motril "prohibiendo bajo las más severas penas la alteración de precios en los materiales...", "mandando que los escombros se conduzcan fuera de la ciudad...", y refiriendo como no se encontró aposento para el Capitán Palacios por estar "el cuartel de la Compañía de Inválidos con mucha necesidad de obra por el resentimiento que le causó los terremotos", además de no encontrar otras casas habitables.

En otro oficio el Sr. Moreno informa que "como durante las conmociones de la tierra no era conveniente emprender la reedificación porque las obras frescas las destruiría cualquier movimiento, me he contentado en este tiempo con mandar apuntalar o derribar lo que amenazaba ruina..." Después de pasados los terremotos emite un bando "mandando se proceda inmediatamente a reedificar todas las casas, poniéndoles en estado de habitables..." (estos oficios fueron publicados por el periódico de Motril "La Revista" en

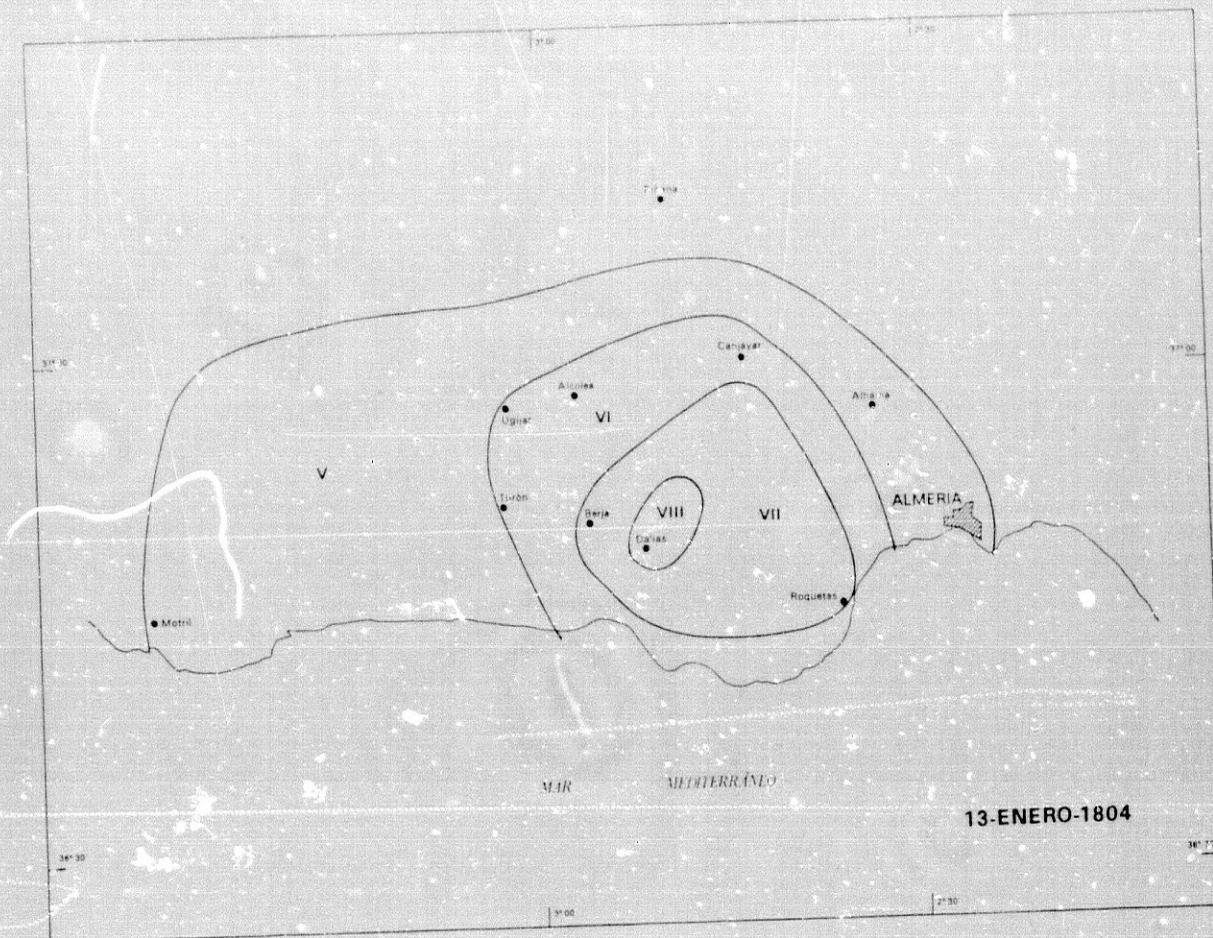


Fig. 6-8. Mapa de isosistas del terremoto del 13 de Enero de 1804, según Vincent (1974).

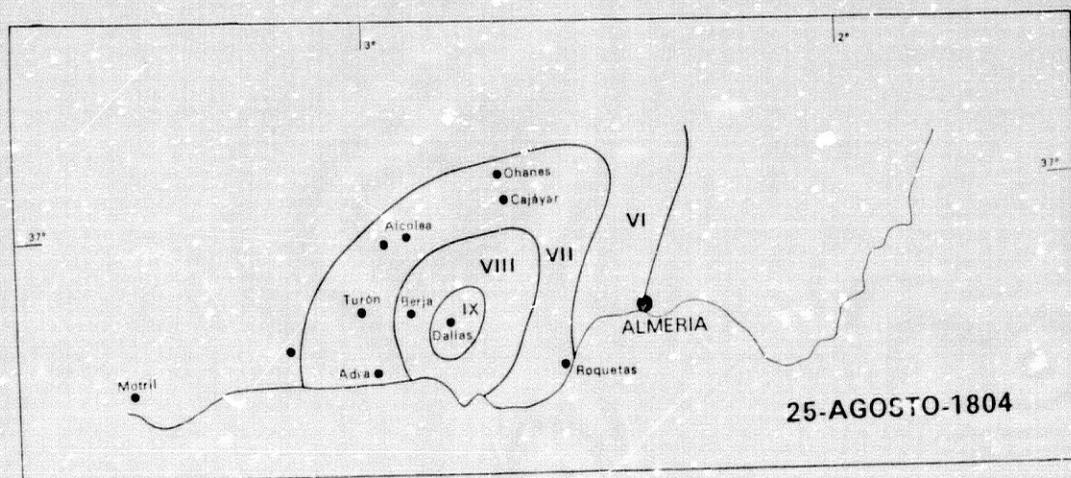


Fig. 6-9. Mapa de isosistas del sismo del 25 de Agosto de 1804, según Lopez Marinas (1979).

Sismicidad Histórica

1884 y 1885).

Según el informe sobre la Iglesia Mayor, dado por el arquitecto M. Cirre y los maestros de obras, ésta tan solo tenía fracturas en la nave central y en las laterales, la torre se había cuarteado hasta sus cimientos, el antepecho del coro y la estructura construida sobre el torreón árabe se habían desplomado (Dominguez García, 1982).

En unas rendiciones de cuentas de los gastos ocasionados por las reparaciones de los edificios de Propios, se observa que los daños tuvieron que ser graves al menos en la Alhóndiga y en la Casa Capitular, por la cantidad de materiales gastados. (Archivo Municipal de Motril, 1804).

En Salobreña también debió causar daños pues según un parte de un oficial informando de la ocurrencia el 21 de Enero de un terremoto de "poco menos duración que el primero... que no causó mayores estragos porque el movimiento fué perpendicular que si hubiese sido de ondulación hubiera acabado de destruir los edificios".

En Granada según consta en los archivos de su catedral, se agrietaron las bóvedas de ésta, hubo daños en columnas y cornisas, que se mandaron a reparar. En la Basílica de las Angustias se agrietó la media naranja de su último cuerpo, el cual se mandó a derribar "pues estaban podridas las maderas". Tocaron todas las campanas y los daños no fueron considerables.

En Melilla hubo "quebranto en las paredes de varias casas y también en la torre-vigía". Asimismo se sienten 13 réplicas. También se sintió en el Peñon de Vélez.

En Almería causó también pequeños daños en el Hospital de Santa María Magdalena, en la cárcel y en casas e iglesias.

Se sintió también muy intenso en Málaga, Vélez, Adra y pueblos de la costa.

En Berja, Dalías y Adra quebrantó algunos edificios en especial las cuatro iglesias de Berja y Dalías (Sempere, 1807). Se sintió además en Olvera, Sevilla, Cádiz, Gibraltar, La Carolina, Guadix y hasta en Madrid (López Marinas, 1978).

Sismicidad Histórica

Así pues la intensidad máxima VIII fué en Motril y VII en Berja, Dalías, Adra y Melilla y posiblemente VI en Almería, Granada y Málaga (Fig. 6-10).

Muy posiblemente el epicentro del sismo estuvo en el Mar de Alborán, ya que en Motril, donde el 6 de Febrero se informa en la Gaceta de Madrid que se siguen sintiendo réplicas casi a diario, los sismos "se sienten con ruido, a veces como golpes subterráneos a bastante distancia, que se perciben con mayor fuerza en la playa,.." y también que los patronos de los barcos aseguran haber sentido en el mar los terremotos.

El terremoto del 25 de Agosto de 1804.

Los terremotos se siguieron sintiendo en los meses de Enero, Febrero y Marzo (al menos). En Agosto donde el día 23 a las 15 y media según Sempere (1807), el 22 según Casiano de Prado (1864) y el 24 según Tapia (1965) se sintió un terremoto violento desde Almería a Motril, siendo su intensidad de grado VI en Berja, Dalías, Almería y Albuñol.

El día 25 de Agosto, a las ocho y media fué el sismo más destructor de esta serie, seguido de numerosas réplicas en las 2 horas siguientes, y después durante más de un año, en especial el mes siguiente al terremoto.

López Marinas (1978) trazó un mapa de isosistas (Fig. 6-9) del que se ha modificado sobre todo el área de grado VII (Fig. 6-11).

El pueblo de mayores destrozos fué Dalías (I=IX), donde todos los edificios de la población quedaron ruinosos, cayendo muchos de ellos, entre ellos la iglesia. Respecto a la cifra de los muertos que se produjeron existe bastante discrepancia. Galbis (1932) da 267 muertos desenterrados a los 4 días, C. Eguía y el P. Rubio reducen esta cifra "a muy cerca de 200", y Sempere (1806), citando al Alcalde Mayor de las villas de Berja y Dalías, habla de "la muerte de ciento setenta personas, sobre poco más o menos, cuyos cadáveres aún no se han podido acabar de extraer"...

La cifra de 267 muertos en Dalías, es citada por Casiano de Prado y está tomada de las notas manuscritas de Simón de Rojas Clemente: "En Dalías en el cuarto día después del terremoto se habían desenterrado 267 cadáveres y no se pasó adelante por la corrupción que ofrecían. El caserío todo arruinado".

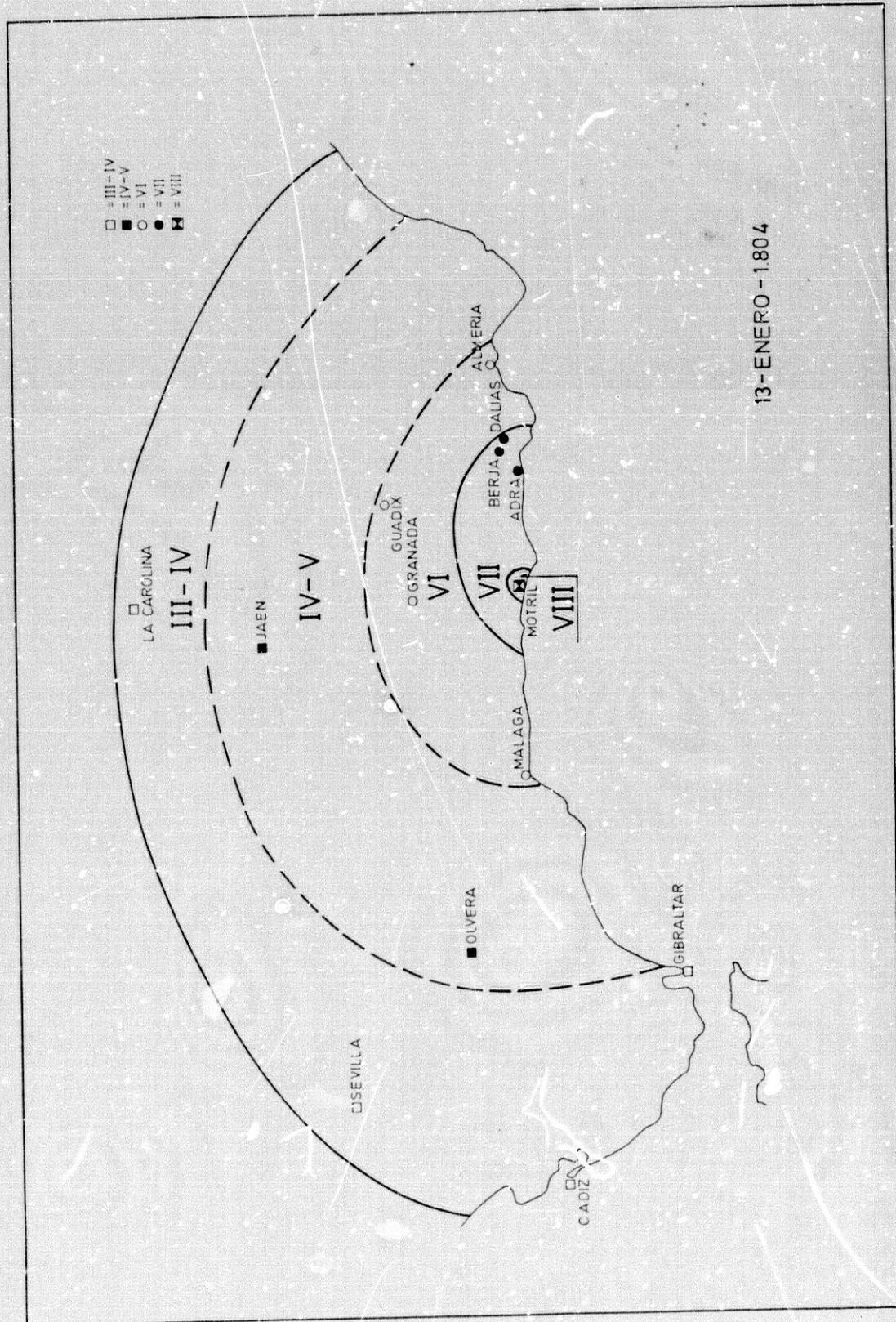


Fig. 6-10. Mapa de isosistas del terremoto del 13 de Enero de 1804.

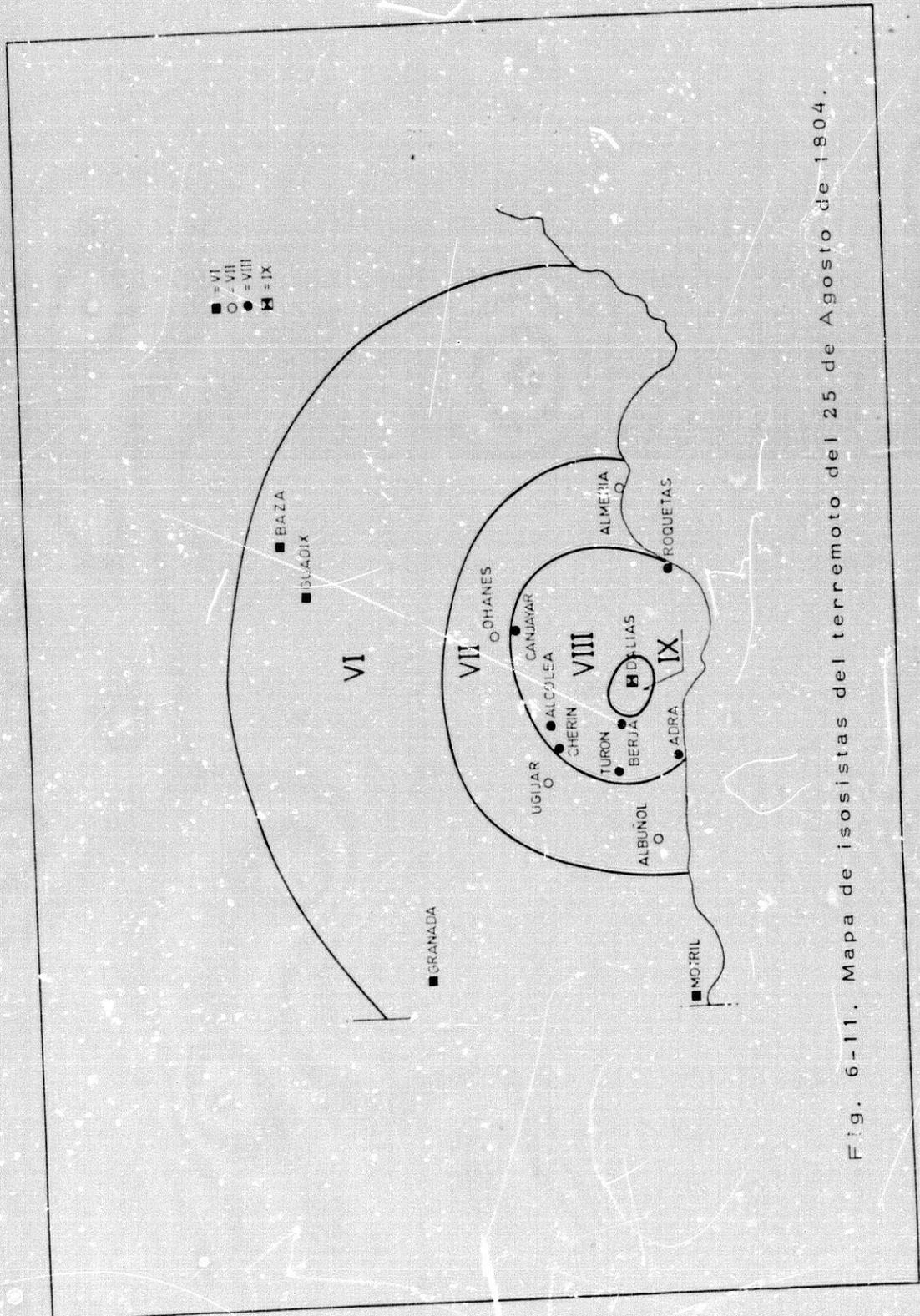


Fig. 6-11. Mapa de isosistas del terremoto del 25 de Agosto de 1804.

Sismicidad Histórica

En Berja los destrozos fueron algo menores (VIII-IX); el centro de la población se destruyó todo (ya que tuvo que reedificarse de nuevo) en el polígono comprendido entre Julbina, la Plaza y las calles de Faura y del Agua, y no hubo casa que no sufriera destrozos. Se hundieron el Ayuntamiento, el templo parroquial de la Anunciación (que apenas contaba 30 años) y las otras iglesias. Los edificios de la montaña (en calizas del Triás) sufrieron menos que los del centro, hundiéndose muchos y otros quedaron ruinosos.

Según A. Bueso, testigo presencial, "hubo 45 muertos y muchos heridos y contusos..." (C. Prado, 1863) y según las notas del Sr. Acosta tomadas del libro de Defunciones de la Parroquia fueron 36 (Tapia, 1965).

Hubo proyectos para cambiar de lugar las Villas de Dalias y Berja, e incluso dividir la segunda población en dos núcleos distintos, uno situado en el llano de Vilches con el nombre de Berja-Capileira y otro en el barrio alto de Alcaudique que se llamaría Berja-Quibdique.

Los núcleos de Benejí y Alcaudique, anejos de Berja, debieron de sufrir destrozos similares a Berja salvo el barrio alto de Alcaudique que fueron menores. Las iglesias de estos dos anejos fueron reconstruidas en 1816 y 1817, pero las ruinas de la iglesia Parroquial de Berja fueron tan grandes que se habilitaron como cementerio.

En Canjayar (I-VIII) hubo 4 muertos y muchos heridos, 60 casas desplomadas y 120 mandadas derribar, entre ellas la iglesia.

Adra (I-VIII) debió de sufrir serios destrozos ya que en el Real Acuerdo de 26 de Enero de 1805 se determina que se tomen datos, se reconozcan y rectifiquen proyectos para la reedificación de Berja y Dalias... y para la reforma de Adra. Además en la Gaceta de Madrid del día 6 de Octubre al dar noticias del parte del Corregidor de las villas de Berja, Dalias y Adra al Capitán General, habla de estos pueblos "casi arruinados por los terremotos".

López Marinas (1978), con datos facilitados por Tapia, dice que en Adra derribó muchas casas, quebrantó otras y causó daños en todas. La torre de la iglesia se abrió en muchos sitios, de forma que fué preciso derribar los 2 cuerpos superiores.

En Roquetas de Mar (I-VIII) se hundieron muchas casas y

Sismicidad Histórica

uno de los castillos y la casa del Ayuntamiento. No hubo víctimas. Se observaron grietas en el suelo.

En Cherín se arruinó todo el pueblo. (I-VIII?).

En Turón (I-VIII) 167 casas mandadas a derribar además de la fábrica de plomo.

En Albuñol (I-VII-VIII) las torres de la iglesia quedaron abiertas en todas las direcciones. No hubo edificio sin quebranto, de los cuales muchos han quedado arruinados. En la montaña colindante al pueblo hubo grandes grietas debido a deslizamientos y reasentamientos. Hubo dos niños heridos (Caceta de Madrid del 28 de Agosto).

En Almería (I-VII) se produjeron grietas en los edificios y la población se instaló en las plazas y espacios libres. El Ayuntamiento tuvo que dictar normas en evitación de incendios en las barracas. El Consejo Municipal celebraba sus sesiones frente a las casas capitulares y el Cabildo de la Catedral se instaló también en la plaza del Juego de Cañas, celebrándose los oficios en una barraca. En Almería el temblor motiva "la suspensión del desfile patriótico - religioso del día de San Esteban a causa de los cascotes y escombros que interceptaban el paso por las calles".

En Málaga (I-VI-VII) "un ruido espantoso en demasía precedió al terremoto y consternó a cuantos le escuchaban... precipitando la ruina de los edificios ya agrietados" (Díaz Escobar y Urbano, 1885).

En Ohanes (I-VII) tan solo cayó una casa.

En el Término de Alcolea, un pueblecito denominado Iniza, Inizar o Inhisa, quedó destruido por efecto del terremoto de 1804 (no se sabe si este o el del 13 de Enero). Según las descripciones se trata de un deslizamiento de ladera provocado por la sacudida, con eyección de barro y agua. La antigua mezquita no desapareció pero sí quedó arruinada, y las casas se destrozaron y hundieron.

En Alcolea también hubo deslizamientos de ladera con las grietas características "una abertura... en medio círculo sobre un cerro en que está el pueblo" (Tapia, 1965).