

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Interpretación geotectónica en el borde sur-oriental de la
cordillera Ibérica (provincias de Valencia y Albacete) basada
en determinaciones gravimétricas**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Andrés Carbo Gorosabel

DIRECTORES:

Secundino Cadavid Camiña
Manuel Alía Medina

Madrid, 2015

Andrés Carbo Gorosabel

TP
1980

083-I



* 5 3 0 9 8 5 3 4 0 0 *

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

X-53-150319-2

INTERPRETACION GEOTECNICA EN EL BORDE SUR-ORIENTAL
DE LA CORDILLERA IBERICA (PROVINCIAS DE VALENCIA Y ALBACETE)
BASADA EN DETERMINACIONES GRAVIMETRICAS



ARCHIVO

Departamento de Geomorfología y Geotécnica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1980



BIBLIOTECA

© Andrés Canbo Gorosabel
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1980
Xerox 9200 XB 480
Depósito Legal: M-17183-1980

A N D R E S C A R B O G O R O S A B E L

INTERPRETACION GEOTECTONICA EN EL BORDE SUR-ORIENTAL
DE LA CORDILLERA IBERICA (PROVINCIAS DE VALENCIA Y -
ALBACETE) BASADA EN DETERMINACIONES GRAVIMETRICAS.

DIRECTORES

D. MANUEL ALIA MEDINA
Catedrático de Geodinámica
Interna

D. SECUNDINO CADAVID CAMIÑA
Prof. Adjunto a la Cátedra de
Geodinámica Interna.

U N I V E R S I D A D C O M P L U T E N S E . M A D R I D
F A C U L T A D D E C I E N C I A S G E O L O G I C A S .
M A D R I D - E N E R O - 1 9 8 0

I.

INDICE

Pág.

PREAMBULO

AGRADECIMIENTOS

I. INTRODUCCION	1
I. 1. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION	1
I. 2. ENMARQUE GEOGRAFICO	4
I. 3. ENMARQUE GEOLOGICO	7
II. ANTECEDENTES	25
II. 1. INTRODUCCION	25
II. 2. SINTESIS ESTRATIGRAFICA	26
II. 2. 1. ZOCALO	
II. 2. 2. COBERTERA	
II. 3. SINTESIS DE LOS CONOCIMIENTOS TECTONICOS	34
II. 3. 1. CICLO HERCINICO	
II. 3. 2. CICLO ALPIDICO	
II. 3. 2. a. Deformaciones durante la etapa epiro- genética o de sedimentación.	
II. 3. 2. b. Deformaciones Tectorogénicas.	
II. 3. 2. c. Deformaciones postparoxismales.	
II. 3. 2. d. Diapirismo del Trías.	

II.

	<u>Pág.</u>
II. 4. DESCRIPCION DE UNIDADES REPRESENTATIVAS EN EL AREA DE INVESTIGACION	40
II. 5. INVESTIGACIONES EXISTENTES SOBRE LAS CAPAS PROFUNDAS DE LA CORTEZA Y EL MANTO SUPE- RIOR	49
III. METODO Y TECNICAS	55
III. 1. INSTRUMENTACION	57
III. 1. 1. INTRODUCCION	
III. 1. 2. GRAVIMETRO	
III. 1. 3. MAGNETOMETRO	
III. 1. 4. ALTIMETRO	
III. 2. TOMA DE DATOS	61
III. 3. CORRECCIONES	66
III. 3. 1. INTRODUCCION	
III. 3. 2. EFECTO DE LATITUD	
III. 3. 3. CORRECCION DE AIRE-LIBRE	
III. 3. 4. CORRECCION DE BOUGUER	
III. 3. 4. a. Cálculo de la corrección.	
III. 3. 4. b. Cálculo de la densidad.	
III. 3. 4. c. Observaciones sobre la correc- ción de Bouguer.	
III. 3. 5. CORRECCION TOPOGRAFICA	
III. 3. 6. CORRECCION ISOSTATICA	
III. 3. 7. CORRECCION DEL EFECTO DE MAREA GRAVIMETRICA	

III.

	<u>Pag.</u>
III. 4. OBTENCION DE ANOMALIAS	77
III.4.1. INTRODUCCION	
III.4.2. ANOMALIAS DE AIRE-LIBRE	
III.4.3. ANOMALIAS DE BOUGUER	
III.4.4. ANOMALIAS ISOSTATICAS	
III. 5. TRATAMIENTO DE DATOS	81
III.5.1. INTRODUCCION	
III.5.2. CALCULO DEL GRADIENTE VERTICAL	
III.5.3. PROLONGACION ANALITICA	
IV. INTERPRETACION Y DISCUSION	86
IV.1. ELABORACION E INTERPRETACION CUALITATIVA DE MAPAS DE ANOMALIAS	86
IV.1.1. INTRODUCCION	
IV.1.2. MAPAS DE ANOMALIAS DE BOUGUER	
IV.1.2.a. Mapa observado de Anomalías de Bouguer.	
IV.1.2.b. Mapa de tendencias regionales de Anomalías de Bouguer.	
IV.1.2.c. Mapa de Anomalías residuales de Bouguer.	
IV.1.2.d. Mapa de Gradientes.	
IV.1.3. MAPA DE ANOMALIAS DE AIRE-LIBRE	
IV.1.4. MAPA MAGNETICO-COMPONENTE VERTI- CAL- DE TENDENCIAS REGIONALES	

IV.

	<u>Pag.</u>
IV. 2. INTERPRETACION CUANTITATIVA	100)
IV. 2. 1. INTRODUCCION	
IV. 2. 2. MAPA DE ISOBATAS PARA LA DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC	
IV. 2. 3. MAPA DE ISOBATAS AL TECHO DEL BASAMENTO PARA TIEMPOS ALPINOS	
IV. 2. 4. ESTRUCTURA CORTICAL EN LA ZONA	
IV. 3. ANALISIS DE MAPAS DE ANOMALIAS ISOSTATICAS	1133
IV. 3. 1. INTRODUCCION	
IV. 3. 2. MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS ISOSTATICAS	
IV. 3. 3. MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES ISOSTATICAS	
IV. 3. 4. EFECTOS DEBIDOS A COMPENSACION ISOSTATICA	
V. RESUMEN Y CONCLUSIONES	1288
VI. BIBLIOGRAFIA	1499
APENDICE A. DETERMINACION DE DENSIDADES USADAS EN LAS INTERPRETACIONES CORTICALES	1622
APENDICE B. ESTIMACION DEL ERROR EN LOS MAPAS DE ANOMALIAS DE BOUGUER, AIRE-LIBRE E ISOSTATICAS	1644
APENDICE C. EXTRACTO DE LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA, NOMBRE Y SITUACION DE LOS SONDEOS PETROLIFEROS EN LA ZONA DE INVESTIGACION Y SU ENTORNO	1666

v.

APENDICE D. PLANOS

Pag.

169

- MAPA OBSERVADO DE ANOMALIAS DE BOUGUER
- MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS DE BOUGUER
- MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES DE BOUGUER
- MAPA DE GRADIENTES
- MAPA DE ANOMALIAS DE AIRE-LIBRE
- MAPA OBSERVADO DE ANOMALIAS MAGNETICAS, COMPONENTE VERTICAL
- MAPA DE ISOBATAS PARA LA DISCONTINUIDAD DE MOHO-ROVICIC
- MAPA DE ISOBATAS AL TECHO DEL BASAMENTO PARA TIEMPOS ALPINOS
- MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS ISOSTATICAS
- MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES ISOSTATICAS

PREAMBULO

Los métodos de potencial natural en conjunto y en particular el gravimétrico, están especialmente adaptados para investigaciones geotectónicas de carácter regional, debido a su flexibilidad y a la economía de medios con que pueden desarrollarse.

Sin embargo, las interpretaciones basadas en este tipo de observaciones conllevan un cierto grado de ambigüedad que puede reducirse en base a conocimientos estructurales, petrológicos, sísmicos o estratigráficos, pero que en cualquier caso afectará a las propuestas finales.

Estas consideraciones, nos llevan a establecer dos niveles distintos en el desarrollo de las investigaciones que, como la presente, se fundamentan en la observación de campos potenciales naturales.

En un primer nivel se sitúa la obtención de mapas que de forma objetiva reflejen la distribución en el subsuelo de determinado parámetro. En el caso que nos ocupa, la densidad.

El segundo nivel lo constituyen las interpretaciones que evidentemente incorporan ese cierto grado de subjetividad aludido anteriormente.

Es consecuencia directa, por tanto, que las investigaciones de este tipo precisan: un escrupuloso cumplimiento de la sistemática metodológica; una reducción al mínimo de los errores instrumentales o de cálculo; un

VII.

extenso conocimiento de los antecedentes estructurales, petrológicos, sísmicos o estratigráficos. Sólomente de esta forma, los resultados - llegarán a incorporar el menor grado de incertidumbre posible.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, queremos hacer constar nuestro agradecimiento al profesor ALIA MEDINA, director de esta investigación, por su constante ayuda y consejo. Asimismo, debemos agradecer la permanente orientación proporcionada por el profesor CADAVID CAMIÑA, coodirector de la investigación, en el largo y a veces desalentador proceso de gestación.

De manera especial, deseamos expresar nuestro agradecimiento al profesor CAPOTE del VILLAR, por sus inestimables consejos y al profesor RIVAS PONCE, con el que hemos compartido horas de trabajo desde el comienzo de la investigación, por su desinteresada y valiosa colaboración.

El profesor HERNANDEZ ENRILE, apoyado en su larga experiencia, nos ayudó a clarificar de forma ostensible la exposición. Por ello, le estamos profundamente agradecidos.

Nuestro agradecimiento va igualmente dirigido a D. F. ROSALES CALVO y D. J. F. BERGAMIN de la VIÑA, tanto por su colaboración en la automatización de los cálculos, como por su ayuda en la resolución de los múltiples pequeños problemas cotidianos.

Agradecemos, asimismo, la ayuda facilitada por los profesores HERNANDEZ-PACHECO y CASQUET, del Departamento de Petrología de

IX.

la Universidad Complutense, y BANDA del Departamento de Geofísica en la misma Universidad.

Damos también las gracias a D. F. MIGUEZ y al Centro de Cálculo de la E. T. S. I. de Minas, por la cartografía automática que realizaron de forma brillante y desinteresada. Hacemos extensivo este sentimiento al Instituto Geográfico Nacional por la colaboración prestada.

Finalmente, deseo expresar de manera muy especial mi agradecimiento a Concha, a mis padres y a los de ella, por la comprensión y ánimo que en todo momento me ofrecieron.

Los trabajos de delineación han sido efectuados por D. José Arroyo.

Las reducciones fotográficas de planos por D. Jesús Sánchez Corral.

La mecanografía por Doña Elena de Pablos Arranz.

I. INTRODUCCION

I. INTRODUCCION

I.1. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION

La constante de irregularidad que ha presidido el estudio de la Cordillera Ibérica a lo largo del tiempo, se quiebra de forma definitiva en los últimos veinte años, dando lugar a una tan rápida acumulación de conocimientos que generalmente nos desborda en el momento de analizarla. Creemos que el origen de tal fenómeno, al menos en parte, debe buscarse en la creciente necesidad de materias primas, fundamentalmente recursos energéticos, incrementada de forma rápida e inesperada en los últimos años.

Un primer gran impulso investigador se manifestó en torno a 1930. STILLE y la escuela de Göttingen definieron las principales características paleogeográficas y estructurales de la Cordillera; es clásico el esquema de RICHTER y TEICHMULLER, planteándose al mismo tiempo el papel de la Ibérica en la continuidad de las cadenas alpinas, KOSMAT, KOBER. Sin embargo la gran acumulación de información surge hacia el final de los años cincuenta; a partir de este momento aparecen tanto los grandes estudios regionales, RIBA, VIALARD, MELENDEZ, CANEROT, como las investigaciones temáticas, VIRGILI, ORTI CABO, HERNANDEZ-FERNANDEZ, GARCIA QUINTANA, GOMEZ FERNANDEZ, SOPEÑA, entre otros muchos. Asimismo la potenciación de inversiones en infraestructura geológica y aplicaciones industriales, "Plan Magna", investigación de hidrocarburos, emplazamiento de centrales nucleares, etc., ha contribuido de forma importante al despegue de los

conocimientos que sobre la Cordillera Ibérica se ha experimentado en los últimos años. La necesidad de un esquema general, en el que encaje de manera lógica la información existente e interrelacione la unidad Ibérica con la evolución geodinámica de su entorno, ha llevado en 1978 a ALVARO, CAPOTE y VEGAS a emitir el primer modelo de evolución geotectónica para la Cadena, desde el punto de vista de la "tectónica de placas".

En este contexto de conocimientos, iniciamos por nuestra parte y a principios del año 1974, el levantamiento gravimétrico de una zona rectangular que desde la línea de costa valenciana, se extiende hacia occidente por el borde suroriental de la Cordillera Ibérica. Se trataba de resolver una serie de interrogantes geológicos que de una u otra forma pudieran estar en relación con la distribución de anomalías gravimétricas. En tal sentido los principales objetivos propuestos fueron los siguientes:

- Definir unidades estructurales en la cobertera.
- Establecer el nivel de participación en el estilo tectónico de las capas de despegue, Keuper-Muschelkalk.
- Determinar en el basamento unidades estructurales mayores y bandas regionales de debilidad.
- Definir modelos para la corteza y manto subcortical.
- Estudiar la posibilidad de movimientos en la vertical, como consecuencia de ajustes isostáticos.

La idea general del estudio, en continuidad lógica con una de las líneas de investigación desarrollada en la Cátedra de Geodinámica Interna de la Facultad de Geología de la Universidad Complutense, partió del Prof. ALIA, y fue concretada en su planteamiento por el Prof. CADAVID. Para su ejecución, hemos contado tanto con el material del Departamento de Geomorfología y Geotectónica como con el asesoramiento y colaboración de sus miembros.

El trabajo descrito en los capítulos sucesivos, constituye la labor investigadora realizada con la finalidad de esclarecer los mencionados objetivos, facilitar una programación adecuada para futuras investigaciones y contribuir, de alguna manera, a incrementar el cúmulo de conocimientos que el esfuerzo de tantas personas ha producido en el trascurso del tiempo.

I.2. ENMARQUE GEOGRAFICO

La región objeto de estudio, Fig. 1, está situada al E. de la Península Ibérica y limitada por la línea de costa Mediterránea, los paralelos 39° 00' 00" N/39° 38' 00" N y el Meridiano 1° 30' 00" W. Comprende la zona central de la provincia de Valencia y el NE de Albacete, estando representada en las hojas del mapa topográfico nacional a escala 1/50.000:

719 Venta del Moro	747 Sueca
720 Requena	767 Carcelen
721 Cheste	768 Ayora
722 Valencia	769 Navarrés
744 Casas Ibañez	770 Alcira
745 Jalance	771 Levesa
746 Llombay	

y en parte de las hojas:

693 Utiel
694 Chulilla
695 Liria
696 Burjasot

Las principales regiones naturales dentro del área a investigar son:

- Llanura litoral valenciana, plataforma que, situada en la base de las montañas levantinas que suben en escalones hasta -

la Meseta Central, HERNANDEZ-PACHECO (1932), se extiende desde la desembocadura del río Palancia, próximo a Sagunto, hasta la zona de Cullera. Tiene una anchura desigual, máximo de 30 km. a la altura de Sueca, con un desnivel medio inferior al dos por ciento. La Montaña de Oro de Cullera, 233 m. de cota, constituye el único resalte importante que corresponde a una antigua isla unida a tierra por los aportes del Jucar. La Albufera ha sufrido una importante reducción en época histórica y se encuentra en fase de colmatación. Los ríos Turia, Magro y Jucar, han desempeñado un importante papel en la labor de relleno. El clima es suave y se presta a cultivos de frutales y huerta. La densidad de población es elevada y tiene su centro en la ciudad de Valencia.

- Cordillera Ibérica Meridional, se extiende desde los Montes Universales hasta las proximidades de Valencia. En su parte occidental se encuentran los nacimientos de los ríos Jucar, Cabriel y Turia. La atenuación del relieve es notable al descender hacia el dominio anterior. En el paisaje predominan potentes espesores de calizas blanco-grisáceas que dan lugar a altiplanicies aisladas y recortadas por profundos barrancos, así como a páramos de suelo horizontal ocupado por pinares.
- Mancha Suroriental, enlaza con la unidad anterior según las Sierras de Monte Aragón, la Caballa, Boqueron y de Martés. Región prácticamente horizontal con algunas cuencas endorreicas de pequeña extensión. La zona está atravesada por los ríos

Júcar y Cabriel. El primero discurre por un estrecho tajo - con un desnivel de 160 m. en Alcalá de Júcar, el segundo lo hace por un profundo valle muy disimétrico con la ladera sur más tendida. La planicie de Casas Ibañez, 700-750 m., sirve de divisoria entre las dos cuencas.

I. 3. ENMARQUE GEOLOGICO

La zona geográfica en que se desarrolla la investigación está localizada, como anteriormente se ha especificado, sobre el borde meridional de la unidad tectónica denominada Cadena Ibérica. Dicha unidad según el Mapa Tectónico de la Península Ibérica, JULIVERT et.al (1974), se considera una cordillera de tipo intermedio, claramente diferenciada de la cadena alpina clásica. La falta de vulcanismo importante durante la etapa epirogenética de sedimentación, el tipo de facies y espesores, los estilos estructurales, así como la falta de metamorfismo, constituyen sus principales rasgos diferenciadores.

Otras unidades tectónicas se relacionan directa o indirectamente con el área de estudio y su entorno próximo. Siguiendo con la observación del Mapa Tectónico, pueden agruparse según:

- Cadena Costero Catalana. Cordillera de tipo intermedio.
- Cordilleras Béticas, zona Prebética. Cadena de tipo alpino.
- Meseta Central. Area de Plataforma.
- Cuenca de Valencia.
- Fosas y Depresiones costeras.

No es tarea fácil, sin embargo, describir las interrelaciones de las diversas unidades tectónicas, ni imaginar un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Ibérica en particular. El abundante caudal de conocimientos, lo frecuentemente restringido de las observaciones y en muchos casos la contraposición de hipótesis iniciales, son factores que inciden negativamente a la hora de obtener síntesis generales.

CAPOTE (1978), ha analizado la información existente desde el punto de vista de la Tectónica de Placas y elaborado un esquema general para la Tectónica Española que creemos sumamente interesante seguir en sus líneas generales a la hora de establecer el marco geotectónico del área que nos ocupa. No obstante, el hecho de que las unidades referidas se hayan originado como consecuencia del ciclo alpino, nos permite reducir los márgenes de la descripción, al centrarla sobre dicho ciclo y, por tanto, simplificar de forma importante el tema.

Comenzaremos haciendo referencia a un fenómeno tardío, con respecto a la orogenia hercínica que por su importancia merece ser tratado previamente a la evolución alpídica.

Se trata de la "Tectónica Tardihercínica" que, iniciada a finales del Carbonífero, PARGA (1969), ARTHAUD y MATTE (1975), se manifiesta en la Península según dos sistemas de fallas de desgarre, uno sinistral N.NE-S.SW a NE-SW, y otro dextral NW-SE, PARGA (1969), VEGAS (1975). Estas fracturas al funcionar poste

riormente como fallas normales, originan los sistemas de cuencas y umbrales que condicionan la sedimentación alpina, LORENZ y - NICHOLLS (1976). Al hacerlo como inversas en períodos compresivos, condicionan el estilo estructural, ALVARO et.al. (1975).

Para las unidades tectónicas referidas la dinámica que origina y conduce el proceso evolutivo a lo largo del ciclo alpino es consecuencia de los movimientos relativos entre las placas litosféricas Africana y Eurasiática. Basándose en los estudios realizados por PITMAN y TALWANI (1972), DEWEY et.al. (1973), propusieron un, ya clásico, modelo de movimientos relativos para ambas placas, desarrollado en seis fases sucesivas, desde -180 m. hasta la actualidad, Fig. 2. Este es el marco en que se originan las unidades tectónicas alpinas a que hemos hecho referencia.

La sedimentación preorogénica alpina comienza con la sedimentación triásica, extensiva sobre las formaciones pérmicas que origina una discontinuidad bien definida en la Península, VIRGILI (1977). Continúa de forma predominantemente carbonatada a lo largo del Jurásico y Cretácico, gran transgresión Cenomanense-Turonense, finalizando en la base del Terciario. Ocupa por tanto hasta la fase de movimiento "D" descrita en la Fig. 2.

Un proceso de estiramiento cortical se genera de forma sincrónica, entre el Triásico y Jurásico medio, finalizando al iniciarse la rotación de la Península, por cambio en el movimiento relativo de las placas Africana y Eurasiática. La etapa inicial de estiramiento

termina en el Muschelkalk y da lugar a la formación de grabens. Es en este momento cuando la cuenca de la futura Cadena Ibérica se individualiza, como un graben perpendicular al área en que se formará la cadena alpina, Cordilleras Béticas. El desarrollo posterior del estiramiento cortical, origina el ascenso de magmas basálticos, ofitas del Keuper que constituyen excelentes auxiliares a la hora de reconstruir líneas de disyunción, así como vulcanismos básicos del Jurásico en la Ibérica y las Béticas, BRINKMANN (1931), FONTBOTE y QUINTERO (1960), GAUTIER (1968), ORTI y SAN FELIU (1971), GOMEZ et.al. (1976). En esta época se origina la corteza oceánica entre la placa Ibérica y las de Apulia y - Marruecos, DEWEY et.al. (1973).

En el Jurásico superior-Cretácico inferior, se produce el giro peninsular anteriormente citado, que dá lugar a una tectónica de bloques, parte de la futura unidad Ibérica emerge y se localiza en el borde continental S.E. una plataforma carbonatada abierta hacia el Tethys, en lo que será bloque Bético.

Sedimentación de flysch al tiempo que dan comienzo las primeras deformaciones alpinas, se observan en el Cretácico superior de lo que posteriormente serán zonas internas de las Cordilleras Béticas. De esta forma y de manera gradual, se inicia la etapa orogénica que generará las unidades tectónicas alpinas.

La estructuración principal, tectogenesis alpina, de las diferentes unidades, se origina desde el terciario inferior. La aproximación

de las placas, indicada en la etapa "E" de la Fig. 2, genera una -
compresión N-S, que da lugar a subducciones en los bordes N y S
de Iberia.

Como consecuencia de los fenómenos anteriormente indicados, apa-
recen los Pirineos con su prolongación occidental y las Béticas -
con su prolongación Balear. Los esfuerzos procedentes de ambas
áreas móviles originan la Cordillera Ibérica, de tipo intermedio -
y se transmiten en el área de plataforma denominada Meseta Cen-
tral, dando lugar a una tectónica sajónica de bloques.

Es posible que ligada a un proceso distensivo relacionable con la
subducción en el área móvil, se origine la cuenca Valenciana fuera
de la línea de costa, con corteza de tipo intermedio, intruída por
rocas básicas e importante vulcanismo. Los graben y semigraben
costeros pueden ser interpretados como unidades menores relacio-
nadas con el origen de la Cuenca Valenciana.

Llegados a este punto, creemos necesario efectuar una somera -
descripción de las unidades tectónicas citadas en un principio y -
cuyo origen se gestó en el desarrollo de la fase que comentamos.

La Cordillera Ibérica, constituye un conjunto montañoso que orien-
tado de NW a SE, se extiende a lo largo de 400 km. desde la Bu-
reba (Burgos) hasta la depresión costera Valenciana, separando
las depresiones terciarias del Duero y Tajo de la del Ebro. Se -
considera la Cordillera formada por dos ramas, Occidental o Ca

tellana y Oriental o Aragonesa, separadas por un complejo sistema de depresiones terciarias.

STILLE (1931) y la Escuela de Göttingen la consideran como un plegamiento con estructura de tipo germánico y doble vergencia, planteando por su posición geográfica los ya clásicos problemas de continuidad en las cadenas alpinas, KOSMAT (1921), STILLE (1927), KOBER (1928) entre otros.

JULIVERT et. al. (1974) la han definido como una Cordillera de tipo intermedio, teniendo en cuenta las características anteriormente descritas.

ALVARO et. al (1978), considerando su carácter interior, sus propiedades magmáticas, estratigráficas y estructurales, así como su posición con respecto a las Béticas, identifican la Cordillera Ibérica como un aulacogeno en el sentido de HOFFMAN et. al (1974), dentro del contexto de la Tectónica de Placas.

El esquema evolutivo propuesto por estos últimos autores, Fig. 3, consta de cuatro fases: formación de grabens; etapa intermedia; flexura con período intermedio de perturbaciones y etapa final de tectogénesis.

- La primera fase se desarrolla en el Triásico inferior medio y dentro del contexto de estiramiento cortical ya descrito para esta época. La cuenca sedimentaria se individualiza, según

grabens articulados en fallas tardihercínicas NW-SE activadas como normales. La dirección de dicha cuenca, junto con una línea de disyunción en el ámbito de la actual cadena alpina, indica una unión triple tipo "rrr", BURKE y DEWEY (1973), con posible pluma del manto en la región Valencia-Castellón. La sedimentación es de carácter fluvial con aportes longitudinales, sufriendo finalmente una transgresión desde el SE por hundimiento de la cuenca.

- Durante la etapa intermedia de transición, Triásico superior, se incrementa la emisión de magmas basálticos, ligados fundamentalmente a los surcos más subsidentes, debido al incremento del proceso de estiramiento cortical. En esta época se produce una deposición evaporítica que rebasa los límites del aulacogeno.
- La fase de flexura se desarrolla en un marco de estiramiento cortical, Jurásico-Cretácico, con un período intermedio de perturbaciones, Cretácico Inferior, en el que, debido al giro de la Península, se registran episodios de tectónica de bloques a favor de fallas tardihercínicas NW-SE reactivadas. La sedimentación de la primera parte comienza dando lugar a una extensa plataforma carbonatada y con distintas pulsaciones finaliza con el Jurásico de forma regresiva. Las emisiones basálticas del área Valencia-Castellón denotan un importante régimen tensional para estos momentos. En el período intermedio, Cretácico inferior, la sedimentación está condi-

cionada por los surcos y umbrales generados por los bloques, es de tipo fluvial lagunar, deltaico, con una importante plataforma carbonatada en el SE. Evidentemente existen áreas -- emergidas. Para los tiempos Cenomanense-Turonense, aparecen las grandes trasgresiones marinas.

- Finalmente, la etapa compresiva está condicionada por la proximidad y posición del aulacogeno con respecto a dos áreas -- móviles, Pirineo y Béticas, que de forma no siempre sincrónica actúan en el Terciario. En el Oligoceno, las fuerzas compresivas se ejercen desde ambos márgenes, originando estructuras transversales NE-SW, longitudinales NW-SE y de interferencia. Para el Mioceno el esquema general varía, dado que el comportamiento del conjunto diferencia dos subunidades limitadas por la Falla Hespérica, situada aproximadamente sobre la Divisoria Hespérica de STILLE (1931). En la subunidad NE, se origina una tectónica distensiva relacionada con la creación de la Cuenca Valenciana, en tanto que sobre la SW continúa la fase compresiva hasta el Mioceno superior. La Falla Hespérica, según los autores que venimos comentando, debió actuar como una transformante dextral, durante el rifting que origina la Cuenca de Valencia.

El estilo estructural, está condicionado por los niveles de -- Muschelkalk medio y Keuper, que actúan como capas de despegue, BRINKMANN (1931), RIBA y RIOS (1961), VIALARD (1973), CANEROT (1974), entre un zócalo hercínico con tegu-

mento permotriásico y la cobertera Jurásica-Cretácica. Podemos pasar de una cobertera deslizada y despegada independientemente, a un estilo de revestimiento en los lugares donde la capa de despegue ha sido laminada. Asimismo, la compartimentación del aulacogeno durante la sedimentación, controlada por fracturas de zócalo, determina una compleja distribución de unidades que van, desde zonas subtabulares o con arcos de pliegues, hasta áreas cabalgantes sobre los antiguos umbrales. En los bordes de la cadena se produce una tectónica de piel fina.

Por último señalaremos que las grandes fallas de zócalo -antiguos desgarres dextrales- funcionando como inversas, controlan las directrices estructurales generales y su vergencia. Las NE-SW, activadas como desgarres sinestrales, desplazan sistemas de pliegues y frentes de cabalgamiento.

La sedimentación molásica, comienza con el terciario, siendo una parte sincrónica con la deformación y otra parte post-orogénica.

La Cordillera Costero Catalana está considerada como una cadena intermedia, JULIVERT et.al. (1974), o bien como la zona externa de la Cadena Alpina, CAPOTE (1978) en el trabajo que estamos comentando.

Existe una diferenciación entre la sedimentación y la estructura, pues si la primera obedece a una paleogeografía coincidente con La Cordillera Ibérica, la segunda sigue pautas claramente alpinas.

En el extremo SE, la cobertera se despega según el Keuper y produce un estilo de escamas imbricadas y vergentes al NW, CANE-ROT (1974).

Las depresiones terciarias y los dos desgarres dextrales que cortan la Cadena, están relacionados con la formación de la Cuenca - Valenciana.

Las Cordilleras Béticas forman parte de una cadena alpina mayor que, curvándose en el arco de Gibraltar, continúa por el N. de Africa. La vergencia de las estructuras es hacia el antepaís, es decir, hacia el N. Clásicamente se diferencian tres unidades, con respecto a las vergencias: Unidades Externas (Prebética y Subbética); Unidad Interna (Zonas Béticas).

- La zona Prebética es la más próxima a nuestra investigación y está constituida por formaciones mesozoicas y terciarias - de plataforma, depositadas sobre un zócalo hercínico que es prolongación de la Meseta Central. La tectónica es de pliegues y cabalgamientos autóctonos o paraautóctonos, con un nivel de despegue margoyesífero Triásico, BRINKMANN y GALLWITZ (1933), FALLOT (1948), JEREZ (1973). El frente es una faja de cabalgamientos que delimitan escamas de cobertera. Todo el conjunto está desplazado por desgarres dextrales NW-SE, situados en fallas de zócalo, ALVARO et. al. (1975).

- La zona Subbética está constituida por series Jurásico-Cretácicas, prolongación hacia mar abierto de las Prebéticas, apoyadas sobre materiales triásicos de facies germánica. La estructura es de mantos de corrimiento de cobertera dirigidos hacia el N.
- La zona Bética comprende tres grandes unidades, en sentido ascendente, Nevado-Filabrides, Alpujarrides y Malaguides, superpuestas y separadas por planos de corrimiento. En todas ellas se reconoce un zócalo hercínico reformado durante el alpino y una serie superior permotriásica que aumenta en complejidad desde las Malaguides a las Nevado-Filabrides. El metamorfismo regional alpino se desarrolla en varias etapas y su intensidad aumenta de la unidad inferior a la superior. En la estructuración se reconocen varias fases de deformación causantes de las estructuras N-S, NW-SE en un primer paso y de las NE-SW, E-W, concordantes con la dirección de la cadena, en un segundo.

Para explicar el apilamiento de mantos, así como su dirección durante el primer período tectónico, ANDRIEUX et.al. (1971), individualizan la subplaca de Alboran a partir de la distensión Triásico-Jurásica, y suponen un infracorrimiento del borde SE de Iberia bajo dicha subplaca al desplazarse hacia el E en el Cretácico superior, fase "E" de la Fig. 2. Las deformaciones concordantes con la cadena actual, se originan como hemos indicado, al hacer aparición las compresiones N-S y producirse subducción entre Eura

sia y África, con plano de Benioff buzando hacia el N. La variación composicional y de edad en el vulcanismo terciario, lo confirman así, ARAÑA y VEGAS (1974).

Una posible colisión en el Tortonense, origina el cabalgamiento de la zona Bética sobre la Subbética, CAPOTE (1977) en el trabajo que venimos siguiendo y propagado deformaciones a la zona Prebética y al antepaís.

La Cuenca de Valencia está limitada por las Islas Baleares y la Península Ibérica, siendo su formación relativamente reciente, BIJU-DUVAL et.al. (1974). Constituye la zona SW de una unidad mayor, Cuenca de Castellón, más elevada topográficamente que el resto, con Anomalías de Bouguer positivas, crecientes hacia el N.E., y fuertes anomalías magnéticas indicadoras de intrusiones magmáticas, VOGT et.al. (1971), AUZENDE et.al. (1972), FINE TTI y MORELLI (1973).

Los sedimentos Terciarios posteriores al hundimiento de la Cuenca, se depositan sobre el Mesozoico de las plataformas levantina y nordbaleares, así como sobre el zócalo probablemente paleozoico del surco central. Las series son transgresivas en general y con abundantes cambios de facies para sus términos inferiores, debido a una topografía de bloques, STOECKINGER (1976). La secuencia de materiales deducida desde el "Deep Sea Drilling Project" DSDP, PAUTOT et.al. (1972) y desde los sondeos petrolíferos de la zona es:

- Depósitos Pliocuaternarios con potencias entre 200-1.200 m., arcillosos en zonas profundas y arenosos, constituyendo el grueso de las plataformas en áreas marginales.
- Delgada capa evaporítica de edad Mesiniense, con niveles salinos asociados afectados por fenómenos de diapirismo.
- Materiales detríticos, Mioceno inferior, con potencias entre 0-500 m. Este nivel es el más afectado por los cambios de facies anteriormente citados.

El vulcanismo es abundante desde el Mioceno inferior al Cuaternario. En unos casos es visible en superficie, vulcanismo básico Pliocuaternario de las Islas Columbretes, y en otros se deduce desde los perfiles sísmicos y batimétricos, con importante acumulación en el Mioceno superior, BIJU-DUVAL et. al. (1974). El sondeo 123 del DSDP, atraviesa dacitas de volcanes subaéreos con edad Mioceno inferior (21 m. a = 2), que pueden corresponder al magmatismo asociado a áreas de detrás de zona de subducción, HSU y RYAN (1973).

El mapa de isocronas del basamento acústico, AUZENDE y OLIVET (1974), marca dos direcciones significativas bajo los sedimentos cenozoicos. La principal, NE-SW, coincide con las fallas normales longitudinales a la Cuenca; la secundaria, NW-SE, indica fallas transversales, posiblemente desgarres que en algún caso se prolongan en tierra.

Los perfiles sísmicos, HINZ (1973), revelan una corteza adelgazada de tipo intermedio, formada por una corteza continental intruída de granito-granodioritas, gabros y diques basálticos.

La corteza ha sufrido un proceso de estiramiento desde el Mioceno inferior, que origina un rift con magmatismo asociado rápidamente finalizado. Dado que el estiramiento cortical comienza - cuando todavía se forman pliegues y cabalgamientos en las Baleares, podemos suponer una cuenca marginal del tipo asociado a zonas de subducción.

Las depresiones costeras existentes entre Valencia y Barcelona, se inician a comienzos del Mioceno, HERNANDEZ-PACHECO (1932), LLOPIS (1947), FONTBOTE (1954) y son posteriores al plegamiento de la Costero Catalana.

La Meseta Ibérica constituye un área de plataforma que funcionó como núcleo rígido durante el plegamiento alpino. Los esfuerzos transmitidos desde las márgenes móviles, reactivan las fallas tardihercínicas, tanto en los bordes como en el interior.

El zócalo es comprimido desde el N y SE, Pirineo y Béticas, - dando deformaciones que pueden ser de gran radio - "La Bóveda Castellano-Extremefia" propuesta por ALIA (1976) para las regiones centrales- o en forma de bloques separados por fallas.

El rasgo tectónico principal del interior es el horst Sistema Central, con las depresiones del Duero y Tajo a uno y otro lado. Los movimientos del Sistema Central se efectúan en el Oligoceno y - Vindoboniense, coincidiendo con fases de plegamiento de Pirineo y Béticas. Las depresiones terciarias de Duero y Tajo son de tipo intracratónico, con diferencias en cuanto a tectonicidad. La - depresión del Tajo está limitada por fracturas de zócalo al N y S, siéndolo por el frente cabalgante de la Cadena Ibérica al E. Su - tectónica de zócalo es enérgica y posee en su interior subcuen- cas, CADAVID (1977), con orientaciones que permiten definir co mo fracturas tardihercínicas reactivadas las fracturas que las li mitan, CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1977).

El final de la tectogénesis descrita se produce con el bloqueo de - la subducción en la margen septentrional, Oligoceno, la colisión y deformación de la margen meridional, Vndoboniense y la disten- sión en la Cuenca Valenciana, Mioceno inferior y medio.

En este esquema la Cadena Ibérica aparece como una zona de debi lidad, con corteza compartimentada por fracturas tarhihercínicas, primero estirada y posteriormente comprimida.

La actividad tectónica reciente se desarrolla en la última fase del modelo propuesto por DEWEY et. al. (1973), Fig. 2. Según este - esquema la placa Africana se desplaza hacia el N, originando una tectónica coherente con dicha dirección de acortamiento.

En el margen oriental de la Península, la Tectónica reciente se manifiesta según fallas tensionales, con subsidencia de bloques - todavía activa. GOY y ZAZO (1975) señalan que movimientos Pliocuaternarios afectan a los depósitos del "Ovalo de Valencia". Previamente ALIA (1972) destacó dos estructuras tardías, ligadas a fenómenos de distensión y hundimiento hacia el Mediterráneo, Arcos de Teruel-Almansa y Valencia. El vulcanismo básico de Columbretes y Cofrentes, obedece a la tectónica distensiva de este último período.

Como alternativa al modelo de tectónica de placas en que se ha marcado la descripción de unidades geotectónicas, VAN-BEMMELLEN (1972), propone para el Mediterráneo occidental un modelo de tipo geoquímico que toma como factor desencadenante de la orogénesis alpina, fenómenos de diapirismo en el manto. En línea con esta última hipótesis, ALIA (1972) propone una forma de evolución en cuatro grandes fases, Fig. 4, para el sector central de la península.

- La tracción atlántica que comienza al final del hercínico, origina por estiramiento una fracturación de intensidad creciente hacia el E y la formación de corteza mixta, al facilitar la ascensión del manto, en el área Mediterránea. En esta fase "A", en la Fig. 4, desarrollada entre el Triásico y el Cretácico medio/superior, se produce una importante transgresión marina desde el E.

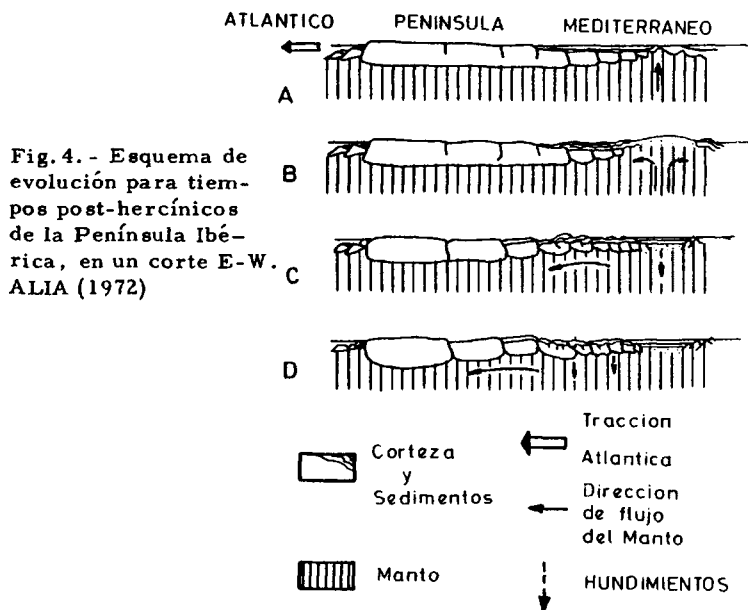


Fig. 4. - Esquema de evolución para tiempos post-hercínicos de la Península Ibérica, en un corte E-W. ALIA (1972)

- En la fase "B", Cretácico superior-principio de Mioceno, se produce un "geotumor" por ascenso de un diapiro del manto - en la zona Mediterránea. Como consecuencia se originan plegamientos y deslizamientos gravitacionales de la cobertera - hacia las depresiones marginales. Comienza el colapso del - "geotumor".
- En el período "C", Mioceno, se produce el colapso del diapiro y la propagación hacia el exterior de ondas que reactivan estructuras post-hercínicas. Como ejemplo, podemos citar los arcos de Teruel-Almansa y Valencia con vulcanismo a so

ciado, en el E.; hacia occidente el progresivo hundimiento de las depresiones interiores y los levantamientos compensadores de Sierras, Sierra de Guadarrama.

- Para tiempos Pliocuaternarios, "D", las ondas, ya atenuadas, continúan su avance hacia el W. En este período se refuerzan los contrastes entre zonas deprimidas y zonas elevadas del interior; asimismo se produce el hundimiento general hacia el Mediterráneo del área levantina, a favor de los arcos antes citados y de familias de fallas normales. El basculamiento hacia el W de la Meseta se atribuye a esta fase.

Los aspectos generales de los modelos propuestos por VAN BEMMELEN (1972) y ALIA (1972), siguen un desarrollo similar. No obstante, y como puede constatarse, ALIA (1972) admite y da prioridad a la tracción Atlántica sobre la fuerza ascensional de los magmas basálticos segregados en la astenosfera.

La distribución general de las unidades tectónicas a que hemos venido haciendo referencia, se representa en la Fig. 5.

II. ANTECEDENTES

II. ANTECEDENTES

II.1. INTRODUCCION

Las específicas características del método de investigación, exigen un amplio conocimiento geológico del área, a fin de reducir el grado de incertidumbre que toda interpretación gravimétrica conlleva. No obstante, dos fenómenos geológicos adquieren singular importancia, desde la óptica particular del trabajo. El primero de ellos es la delimitación de formaciones para las que se puede suponer densidad homogénea, considerando el nivel de escala regional en que nos situamos; el segundo es el tipo de estructuras existentes en la zona. En este sentido, por tanto, orientamos el análisis de los antecedentes.

La Fig. 6 expone un esquema geológico para el área, según MUELAS et. al. (1977) y las hojas del mapa geológico nacional a escala 1: 200.000, números: 7-8, Albacete-Onteniente; 8-8-, Alcoy.



Fig. 6

II. 2. SISTEMAS ESTRATIGRAFICOS

II. 2. 1. Zócalo

El zócalo está constituido por formaciones paleozoicas y pre-paleozoicas plegadas, sobre los que se apoyan los materiales de cobertura mesozoico-terciarios, LOTZE (1929). Dicha unidad fundamentalmente en sus niveles inferiores, constituye la gran incógnita en el entorno del estudio, pues si bien los materiales datados como Ordovícicos y superiores afloran en las proximidades, para encontrar núcleos aflorantes ante-Ordovícicos, del Sistema Ibérico, debemos alejarnos hasta una distancia suficiente como para introducir importantes factores de inexactitud.

LOTZE (1961) en el mapa de distribución de espesores del Cámbrico, sitúa la zona en concreto dentro de un área con potencias inferiores a 2000 m. Asimismo, al estudiar la distribución de facies y salvando una cierta ambigüedad, incluye el posible Cámbrico del área que tratamos dentro del "Tipo Toledo", que el autor define como de escaso espesor, con frecuentes lagunas, concordancia con el Precámbrico y materiales predominantemente pelíticos, con algún nivel carbonatado hasta el Cámbrico medio y Facies Flysch hacia el techo.

RIBA (1959) expone que el substrato aflorante en la rama Castellana, está compuesto por unos mil metros de esquistos y cuarcitas pertenecientes al Silúrico. En la rama Aragonesa, Valle del Jalón, LOTZE (1961) describe una serie pelítica de aguas pro-

fundas (Pizarras de Paracuellos) como pertenecientes al Precámbrico superior. Discordante sobre ésta, sitúa una potente sucesión Cámbrica de 4.000 m., depositada en aguas poco profundas y constituida por materiales arenosos, pelíticos y, en algún tramo, carbonatados. Al final del Cámbrico, la sedimentación con carácter regresivo es muy clástica y se muestra en continuidad con la parte inferior del Ordovícico (Tremadoc).

En los alrededores de Chelva y proximidades de Segorbe, por tanto en zonas limítrofes con nuestro trabajo, se conocen desde hace tiempo pequeños e incompletos afloramientos de materiales paleozoicos, BRINKMANN (1931), LOTZE (1929). Sin embargo, la serie más completa del área ha sido establecida en las cercanías de Mira por FONOLLA y TALENS (1974). Según ellos, por encima de una formación pelítica con abundantes intercalaciones de areniscas y cuarcitas, existen 200 metros de cuarcitas con areniscas micaceas en la parte superior, correspondientes al Wenlock. La datación del nivel inferior se debe, según dichos autores, a la localización de un Cruziana furcifera, D'ORBIGNY y foralites del tipo Scholithus linearis, BARROIS. En el nivel Silúrico la fauna era abundante y no dejaba lugar a dudas en cuanto a la posición estratigráfica de los materiales. En ambos casos se trata de materiales depositados en la plataforma continental con una cierta proximidad a la costa.

Las series correspondientes al Devónico, siguiendo con lo expuesto por FONOLLA y TALENS (1974), son poco potentes y de

ambiente marino, con pérdida de profundidad. Los materiales son detríticos con algún banco carbonatado en el muro y la potencia observada es aproximadamente de 300 metros.

El Estefaniense comienza en clara discordancia sobre los materiales infrayacentes, según TRICALINOS (1928), LOTZE (1929), SACHER (1966) en Molina de Aragón y VIALARD (1973) en Minas de Henarejos. Este último autor, señala la existencia de pequeñas cuencas limnicas originadas por la fracturación anterior. Los materiales son conglomerados, areniscas groseras, areniscas micaceas finas y niveles carbonosos intercalados. Asimismo, MELENDEZ HEVIA (1971) indica la existencia de materiales volcánicos piroclásticos interestratificados. Dicho vulcanismo continúa hasta el Pérmico.

Para la Cordillera Ibérica, SOPEÑA et.al. (1977) describe el Pérmico como una unidad que alcanza espesores considerables, 350-400 m. en la Sierra de Aragoncillo, y consta de dos niveles, uno inferior de facies grises tipo Autuniense, y otro superior de facies rojas tipo Saxoniense, separados por una discordancia (Saa lica). En la región de Landete y por tanto en el entorno próximo a nuestro estudio, se observan en discordancia cartográfica con el estefaniense, VIALARD (1973) y VIRGILI et.al. (1973), las series rojas Pérmicas constituidas fundamentalmente por materiales detríticos finos con niveles de brechas en la base. Dichas series constituyen un Pérmico continental depositado en cuencas aisladas originadas por la tectónica prealpina, C. VIRGILI et.al. (1976).

DE LA PEÑA Y MARFIL (1975) en su estudio petrológico de Torre la Hija (Guadalajara), identifican en la serie Pérmica gran parte de los materiales como volcanosedimentarios erosionales y piroclásticos, con composición primitiva de andesitas, riolitas y dacitas. Estamos, por tanto, ante un vulcanismo de tipo intermedio, originado a favor de procesos distensivos tardihercínicos. LORENZ (1977) habla de vulcanismos intermedios en el sur de Europa, para este período de tiempo, a favor de distensiones.

Por lo anteriormente expuesto, suponemos un zócalo para el área constituido por un Precámbrico, sobre cuyas características no podemos efectuar ningún tipo de extrapolación, y unas series no muy potentes de sedimentación marina, Cámbrico-Postcámbrico, que termina con la serie eugeosinclinal carbonífera pre a sintectónica. El Pérmico, continental, es ya postorogénico, respecto al ciclo hercínico y pertenece en realidad a la cobertera.

II.2.2. Cobertera

La sedimentación del ciclo alpino comienza al depositarse con carácter extensivo las arenas rojas y conglomerados correspondientes al Buntsanstein. Sus espesores son variables, debido a que una serie de surcos y umbrales longitudinales a la futura Cordillera, NW-SE, condicionan la sedimentación, RIBA Y RIOS (1961).

Tras una etapa con sedimentación pelítica, localmente evaporítica (Röt), se depositó en el Muschelkalk, una formación calcárea ya francamente marina. En los mapas isopacas y facies para el Buntsandstein, GARRIDO Y VILLENA (1977) ponen claramente de manifiesto la disposición NW-SE de los surcos y umbrales, así como la situación de las evaporitas (Röt).

El Keuper es regresivo, VIALARD (1973) con alguna reserva, formado por margas abigarradas con yesos y dolomías celulares. ORTI CABO (1974) elabora un mapa de isopacas para el Keuper y representa los mayores espesores en las proximidades de Cofrentes con clara orientación NW-SE. Dicha orientación aparece asimismo en el mapa de isopacas realizado por CASTILLO HERRADOR (1974) para Muschelkalk, Buntsandstein y Pérmico, este autor en el corte Jaraco-Carcelen-Ledaña, pone de manifiesto por una parte la homogeinización de facies hacia el oeste (influencia de la Meseta) y por otra un importante surco (230 m. aproximadamente) en la zona de Carcelen.

El conocimiento de existencia de ofitas en las formaciones del Keuper es ya clásica. Existen representaciones de ofitas en el este peninsular, de BRINKMANN (1929) y RICHTER et TEICHMULLER (1933), Fig. 7, entre otros. Sin embargo su presencia no ha sido siempre interpretada de la misma manera. BRINKMANN (1929) las interpretaba como consecuencia de una fuerte subsidencia y ORTI CABO (1974) amplía esta idea, considerando que la subsidencia se produce en el marco de una fuerte dis-

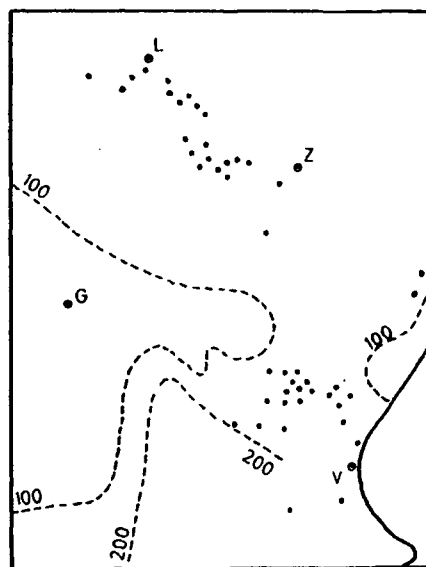
tensión del zócalo profundo.

Sobre los materiales Triásicos, se sitúa, bruscamente, un conjunto de dolomias y carniolas de edad dudosa y a continuación se desarrolla la transgresión Liasica, que da paso a una sedimentación de tipo carbonatado de plataforma. En general los materiales son calizas, dolomias y margas a lo largo de todo este período, terminando con una regresión durante el Jurásico superior, de tal manera que se depositaron materiales terrigenos de facies Weald en extensas áreas de la Cordillera Ibérica, a la vez que - en otras se produjo un período de erosión, RIBA Y RIOS (1961), FOURCADE (1970), BULARD et.al. (1971), VIALARD (1973), - GARCIA QUINTANA (1977).

GOMEZ FERNANDEZ et.al. (1976) describen la presencia de rocas volcánicas de tipo espilitico en el Jurásico de la región de Alcublas (N. de Valencia). Además suponen que dada la estrecha relación temporal con rocas similares existentes en el Subbético, la fase de distensión que afectó al Bajociense fué de gran amplitud e intensidad.

BRINKMANN (1931) afirma que es en el tránsito Jurásico-Cretácico cuando se diferencian paleogeográficamente las regiones Bética y Celtibérica. El conjunto de materiales, para la Cordillera Ibérica, forma una potente serie limnicofluvial con niveles marinos intercalados. FOURCADE (1970) y GARCIA QUINTANA (1977) localizan en amplios sectores de nuestro estudio -

Fig. 7. - Variaciones de espesor en el Keuper y distribución de ofitas en el dominio Ibérico. G: Guadalajara; L: Logroño; V: Valencia; Z: Zaragoza. Según RICHTER y TEICHMULLER (1973) corregido por RIBA y RIOS (1962)



concreto, una laguna estratigráfica desde el Kimmeridgiense - hasta el Barremiense. Durante el Barremiense-Aptense se produjo una importante transgresión, dando lugar a los gruesos bancos de calizas urgoaptenses en los surcos longitudinales a la futura cadena, originados por movimientos paleoalpinos, BRINKMANN (1931). Una regresión marina dió origen a los depósitos tipo litoral (Utrillas) del Albiense, produciéndose a continuación

la gran transgresión Cenomaniense, con deposición de materiales calco-margosos en toda la Cordillera Ibérica. Hasta el final del Cretácico se siguen produciendo depósitos calco-margosos - en un mar de aguas muy someras y en franca regresión. Las formaciones continentales en facies Garumnenses, marcan el final del mesozoico en el ámbito de la Ibérica.

En el Terciario la sedimentación es continental y está restringida a áreas deprimidas, creadas durante las deformaciones alpidicas. Los materiales son fundamentalmente detríticos coronados por calizas lacustres

En conjunto, la cobertera está compuesta por sedimentos marinos de plataforma, con varios ciclos regresión-transgresión, - desarrollados desde el Permico hasta el Cretácico superior. Los tramos finales de dicha cobertera, los constituyen sedimentos - continentales sin a postorogénicos, con una incidencia cuantitativa mucho menor que los primeros.

II. 3. SISTESIS DE LOS CONOCIMIENTOS TECTONICOS

Como ya se ha indicado, en la Cordillera Ibérica se encuentran superpuestos dos ciclos, el Hercínico que afecta sólomente al zócalo y el Alpídico. Este último es el que dió lugar a la Cordillera. Las estructuras resultantes tienen las características de una tectónica de zócalo y cobertera, RICHTER et TEICHMULLER (1933).

II. 3. 1. Ciclo Hercínico

Según LOTZE (1929) la estructura hercínica es de estilo sajónico, con pliegues-falla de direcciones entre N.NW-S.SE, es decir, sensiblemente paralelas a la actual cadena. La zona Ateca-Albarrazón con pliegues rectos o erguidos, constituye una divisoria de vergencias, al NE vergen en este sentido y al Sur de la divisoria lo hacen hacia el Sur, STILLE (1931).

BRINKMANN (1931) afirma que tras un largo período de denudación, comenzó a hundirse la penillanura hercínica al comienzo del Trias, sin embargo, y como ya se ha señalado, el hundimiento se efectúa desde el Estefaniense al Pérmico, a favor de la fracturación tardihercínica, dando origen a cuencas y umbrales que condicionan la sedimentación posterior, ALVARO et.al. (1979).

II. 3. 2. Ciclo Alpídico

El ciclo alpídico incluye una serie de etapas de deformación, cuyo desarrollo determina la estructura actual de la Cordillera Ibérica.

Según VIALLARD (1973), tres grandes conjuntos de deformaciones pueden reconocerse:

- a) Deformaciones durante la etapa epirogenética o de sedimentación.
- b) Deformaciones tectorogénicas o paroxismales.
- c) Deformaciones postparoxismales.

II. 3. 2. a. Deformaciones durante la etapa epirogenética o de sedimentación

Corresponde a la serie de etapas de fracturación anteriores al plegamiento, que influyen en el desarrollo paleogeográfico de la cobertera.

Entre el Estefaniense y el Triásico ya se ha indicado la existencia de una fracturación tardihercínica acompañada de vulcanismo que condicionó de forma sensible la sedimentación. Un período de tranquilidad, con distensión que origina fracturas corticales acompañadas de vulcanismo y una subsidencia general de la plataforma de sedimentación, son los principales fenóme

nos desarrollados en el Jurásico. Al final del Jurásico y principio del Cretácico, se manifiestan débiles compresiones producidas por movimientos paleoalpinos (Neoquiméricos) que originan pliegues de gran radio en dirección ibérica. Excepto los débiles movimientos Austricos que dan lugar a la discordancia entre el Weald y las capas de Utrillas, el resto del Cretácico se caracteriza por un período de tranquilidad tectónica.

II. 3. 2. b. Deformaciones Tectorogénicas

Las deformaciones tectorogénicas se inician al final del Cretácico y tienen su desarrollo en el Paleogeno y parte del Mioceno. Corresponden a un período de acortamiento cortical y se realizan en varias fases, dando lugar a diversos estilos tectónicos tanto en vertical como en horizontal.

En la vertical podemos distinguir a grandes rasgos tres estilos, debido a la presencia de niveles plásticos intercalados:

- Piso inferior, constituido por el zócalo hercínico y un tegumento permotriásico (Buntsandstein). Sus estructuras alpídicas son bloques separados por fallas y pliegues de fondo de gran longitud de onda.

- El piso medio está constituido por el nivel de despegue fundamental, formado por el Keuper, el -- Muschelkalk y, en los casos en que existan, por facies evaporíticas (Röt) del Buntsandstein.

- El piso superior lo constituye una cobertera individualizada, como resultado del despegue a favor del piso medio, y que abarca los materiales depositados desde el Retiense al Paleogeno.

Dado que las masas margo-yesíferas triásicas pueden llegar a desaparecer por fluencia ductil, la tectónica del piso superior puede variar desde epidérmica con pliegues de cobertera, cuando hay mucho Trias margoso, hasta de revestimiento cuando dichos materiales están muy laminados o no existen. VIALARD (1973) indica que no solo hay disarmonía entre el piso inferior y superior, sino que hay un importante desplazamiento del piso superior con respecto a los otros dos

En el tiempo, tres parecen ser las fases de plegamiento que se han desarrollado en la Cordillera y que gracias a la presencia de discordancias en el Oligoceno y Mioceno se pueden datar con distinta precisión según los sectores, CAPOTE y CARRO (1970), VIALARD y GRAMBAST (1970), MELENDEZ HEVIA (1971), VILAS MINONDO y PEREZ GONZALEZ (1971), GOMEZ FER

NANDEZ Y BABIN (1973), CANEROT (1973), ALVARO (1975).

Dichas fases son:

- Primera, de dirección NE-SW, probablemente - Preoligocena.
- Segunda, de dirección NW-SE, fase principal Ibérica, cuya edad parece ser Preestampiense melio-Chatiense.
- Tercera, de dirección N-S, que comienza en el paso Oligoceno-Mioceno y termina en el Vindobonense

II 3.2.c. Deformaciones postparoxismales

Con posterioridad al paroxismo orogénico de plegamiento, se han seguido desarrollando fenómenos tectónicos que intentamos reunir en tres grupos, VIALARD (1973):

- Fracturación longitudinal de relajación: Inmediatamente después de la fase de plegamiento se generan fracturas verticales de dirección Ibérica
- Fracturación transversa de dirección N.NE-S.IW:

Se desarrolla en dos etapas, una primera durante el Vindoboniense, y otra Postpontiense. A favor de dicha fracturación se originaron depresiones tectónicas como la de Teruel, Teruel-Almansa para ALIA (1972) y el campo de fallas gravitacionales que bordea la costa Mediterránea.

- Movimientos verticales cuaternarios: Movimientos de tipo epirogénico. Responsables del fuerte encajamiento de la red fluvial.

II. 3. 2. d. Diapirismo del Trías

Ligado a la extensión vertical que implica la tectónica de fracturación transversa, el Triásico margoyesífero fué afectado por fenómenos de halocinesis, de forma que las inyecciones, a lo largo de las fallas NE-SW, llega a afectar a capas del Mioceno, VIALLARD (1973).

II. 4. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES REPRESENTATIVAS EN EL AREA DE INVESTIGACION

Con el fin de facilitar la descripción, utilizaremos las denominaciones establecidas por BRINKMANN (1931).

Sierras al N. de Utiel-Requena-Buñol

La estructura general está definida por tres alineaciones Ibéricas: en el NE el anticlinal de Sot de Chera, en el centro el gran sinclinal de la Atalaya o Sierra de Enmedio, y en el SW el anticlinal de la Sierra de Juan Navarro. Los enlaces entre las tres unidades son bastante complejas, prolongándose el conjunto hasta el SE, aproximadamente hasta el meridiano de Chiva-Buñol, lugar donde es recubierto por materiales terciarios, BRINKMANN (1931), ASENS et. al. (1973)

El estrecho anticlinal Jurásico de Sot de Chera es asimétrico - con el flanco N bastante tendido y el S progresivamente más pendiente hacia el NW. Su extremo NE, está limitado por el "eje de Bugarra", extensa región triásica con estructura en horst y dirección general N-S que hacia el Sur toma rumbo claramente bélico y estructura de estrecho anticlinal.

El amplio sinclinal Cretácico de la Atalaya-Sierra de Enmedio, es una estructura encofrada, que origina los relieves dominantes en la zona, ASENS et. al. (1973). BRINKMANN (1931) describe el Sinclinal de la Atalaya como una zona de mayor empuje hacia

el SW, dando lugar a la fosa de Siete Aguas. El N del Sinclinal - está limitado por una falla normal NW-SE. Del trabajo de MUE-LAS et.al. (1977), así como de la hoja geológica a escala 1: 50.000 de Requena, ASENS et.al. (1973) se deduce que el límite S es un importante cabalgamiento de dirección NW-SE con un -- desplazamiento importante en sentido S.

La Sierra de Juan Navarro está constituida por un anticlinal Cre-tácico con vergencias al SW, hasta la Fosa de Chera, posterior-mente se desarrolla como una serie de anticlinales y sinclinales, perfectamente desarrollados. El límite S de la Sierra está fosili-zado por un terciario superior transgresivo.

El enlace entre las dos últimas unidades, se efectúa según una es-trecha zona, de tectónica compleja, con una serie de cabalgamien-tos a lo largo de ella.

Todo el conjunto está afectado por fracturas transversales que - en algunos casos originan importantes fosas intramiocenas; la - Fosa de Chera anteriormente citada es probablemente la más sig-nificativa, BRINKMANN (1931), ASENS et.al. (1973).

Altiplanicie Utiel-Requena-Rio Gabriel

Gran extensión de materiales terciarios, conglomerados, arenis-cas, arcillas, calizas y margas lacustres, transgresivas sobre el Cretácico, con disposición horizontal y superficie arrasada -

por la peneplanización Pliocena. No obstante, pueden observarse ligeras ondulaciones debidas a la adaptación sobre estructuras mesozoicas: Sinclinal Utiel-Requena, prolongación del Anticlinal de Peña Lisa, Sinclinal de Venta del Moro, Anticlinal de Cotreras. Asimismo, se localizan aislados afloramientos de Cretácico, Sierra de Serratilla y de Keuper, N. de Requena y a lo largo del Río Gabriel, MUELAS et.al. (1977).

La explicación para el substrato varía como es natural según la concepción general de la estructura. BRINKMANN (1931) lo concibe como un horst triásico, pre-Mioceno o pre-Oligoceno, posteriormente erosionado, que justificaría la disposición del Keuper inmediatamente debajo del terciario. Las alturas mesozoicas al N y E constituirían los bloques marginales del Horst. Sin embargo, considerando la idea de despegue de la cobertera a favor del triásico, VIALLARD (1973), es lógico suponer un cretácico jurásico como substrato del terciario y una aparición de Keuper extrusivo en determinadas zonas, fracturas y ejes de anticlinal.

Región de los Llanos

Mioceno continental alto, en posición horizontal, con un suave abombamiento en la zona por la que discurre el río Júcar. No afloran materiales premiocenos y en ciertas áreas las calizas pontienses están fuertemente diaclasadas, DUPUY et.al. (1957) El substrato está constituido por una potente serie mesozoica.

Macizo Chinchilla-Carcelen-Bonete-Sierra de Mugron

Potente serie Cretácica poco plegada, con predominio de la tectónica de bloques, alternando grandes muelas con fosas de proporciones considerables, DUPUY et.al. (1956) y (1957).

Sierra de Malacara

Al S de la línea Utiel-Requena-Buñol, la dirección general de las estructuras sufre una variación, desde NW-SE a W.NW-E. SE. BRINKMANN (1931) explica el fenómeno por adaptación a estructuras hercínicas. ASENS et.al. (1973) suponen una influencia Bética, así como dos fases de esfuerzo distintas. Puede pensarse también en una adaptación de las estructuras a las potentes series mesozoicas existentes al S del Jucar (Muela de Cortes de Pallas).

La Sierra Malacara está situada inmediatamente al S de la línea Requena-Buñol, encontrándose dividida en dos partes por una estrecha fosa tectónica longitudinal, con depósitos terciarios que se prolonga hacia el W, según un sinclinal cretácico. El límite meridional lo constituye una fosa con dirección E-W, en la que aflora Keuper extrusivo, con bloques de Muschelkalk, parcialmente recubierto por materiales terciarios.

El anticlinal de Malacara, con Dogger intensamente fracturado constituye la unidad N. Hacia el W la estructura se simplifica,

según un anticlinal Cretácico y hacia el E está bruscamente cortado por un cabalgamiento de dirección Ibérica.

La unidad S es el anticlinal encofrado de Peña Lisa, con núcleo Jurásico complejo y una simplificación creciente hacia el W, de forma similar al anticlinal de Malacara, BRINKMANN (1931), - ASENS et.al. (1931)

Sierra de Martes, Sierra del Ave o Dos Aguas, Sierra del Caballon

Estrecha franja arqueada de materiales mesozoicos, con tectónica compleja y cuyas direcciones se adaptan a los límites de la extensa región de Muelas Cretácicas situada al S.

El conjunto se encuentra afectado por sistemas de fallas inversas y cabalgamientos longitudinales. Su límite Septentrional está constituido por la fosa de Mijares, quedando posteriormente la estructura recubierta por materiales terciarios. El límite meridional está afectado por una serie de fallas normales, que originan una estrecha fosa tectónica rellena de materiales terciarios con afloramientos de Keuper extrusivo en algunos puntos, DUPUY et.al. (1960).

Macizo del Besori y curso inferior del Río Magro

La terminación de la estrecha fosa de Mijares, desarrollada en

tre la Sierra de Martes y la Sierra de Malacara, da paso a la amplia cuenca del Río Magro, al orientarse la falla del Limite N en dirección Buñol-Chiva y la del S, bordeando la Sierra de Dos -- Aguas hacia Alberique. Se manifiesta en esta zona, una gran masa aflorante de Keuper fuertemente dislocada con escamas de Muschelkalk.

Los afloramientos Triásicos finalizan a la altura del flanco S del anticlinorio Cretácico en dirección Ibérica del Besori, MUELAS et. al. (1977).

Sierra de Corbera

Situado al E de Alcira y Carcagente, tiene una estructura claramente Ibérica, formada por tres anticlinales. Dicho macizo está afectado por depresiones rellenas de materiales detríticos recientes que posiblemente ocultan un Keuper extrusivo. La dirección de las depresiones es Bética, Valle de Tabernés, BRINKMANN (1931).

Región tabular entre el Júcar y el Montesa

Una extensa región Cretácica casi horizontal, ocupa el SW de Valencia. El conjunto aparece dividido por fosas tectónicas, con Keuper aflorante en muchas de ellas, dando lugar a diversas unidades.

El Macizo de Caroch es la unidad más representativa, ocupa parte de las hojas topográficas a escala 1:50.000 de Ayora, Almansa, Canals y Navarrés. Su estructura es un amplio anticlinal Cretácico asimétrico, con buzamientos de 30º-40º en el flanco S y prácticamente nulos en el septentrional. Al N está limitado por el profundo valle del Júcar, en el W existe una gran falla N-S, oculta por depósitos terciarios, que da lugar a la amplia fosa de Cofrentes-Ayora-Almansa. Al E el límite lo constituyen las Sierras del Ave, Caballón y Enguera. El macizo está cortado en el extremo S. E. por una fosa de dirección SE-NW que deja aflorante el núcleo de un anticlinal triásico, en contacto por falla con el cretácico, dicha unidad recibe el nombre de "canal de Navarrés".

Al W de la fosa Cofrentes-Ayora-Almansa, existen una serie de "muelas con características similares al Caroch pero con dimensiones menores.

Al N de la fosa del Júcar y con límite superior en la Sierra de Martes, se sitúa la Muela del Albeitar, con una curiosa forma triangular, DUPUY et. al. (1956), MESEGUER (1957).

Llanura litoral Valenciana

Depresión morfológica de origen tectónico, limitada al W por los relieves de Chiva-Buñol-Alberique, al N por las alturas de Naquera y al S por los relieves de la región Cullera-Alginet.

Los materiales que la constituyen son generalmente detríticos, neogeno-cuaternarios, con niveles de caliza lacustre.

Dos importantes accidentes destacan sobre la llanura. El anticlinal de Rodana, de dirección Ibérica, afectado por fracturas longitudinales al pliegue y transversales (N-S), que dan lugar al afloramiento de materiales Jurásicos, y el anticlinal cretácico de la Sierra de Perenchiza, con el flanco S aflorante y el N hundido bajo los materiales neogenos, debido a la acción de una serie de fallas normales longitudinales, BRINKMANN (1931), VEGAS et. al. (1974), GOY et. al. (1974), MUELAS et. al. (1977).

Zona Jaraco-depresión de Barcheta

En esta región se produce la interferencia del Sistema Ibérico - con el Prebético. Dicho fenómeno se efectúa a lo largo del pliegue diapírico que da origen a la depresión de Barcheta y del punto neutro que constituye el Domo de Jaraco, CHAMPETIER (1972).

Finalmente, creemos necesario hacer un corto comentario sobre los materiales del Keuper. Se trata de unos niveles fundamentalmente arcilloso evaporíticos, ORTI CABO (1974), muy plástico, que reacciona frente a los esfuerzos tectónicos, deformándose y acumulándose en forma diapírica. Las estructuras que se originan por este proceso están muy desarrolladas, encontrándose todos los tránsitos entre los simples domos, aún no desmantelados de forma cupulífera circular y los diapiros con bordes mecaniza-

dos. Su carácter, sumamente móvil y plástico, ocasiona cabalgamientos locales intratriásicos, con estructura compleja, o que el Keuper cabalga en forma de pequeñas escamas al Jurásico.

II. 5. INVESTIGACIONES EXISTENTES SOBRE LAS CAPAS PROFUNDAS DE LA CORTEZA Y EL MANTO SUPERIOR

Los conocimientos existentes sobre las características petro-lógicas y estructurales actuales, en las capas profundas de la corteza y el manto superior, se basan en la información directa proporcionada por vulcanismos actuales o subactuales, con claras limitaciones debidas al corto número de afloramientos y lo restringido de su extensión, o bien en una información indirecta de tipo geofísico, generalmente constituída por datos sísmicos.

Sobre cuatro emplazamientos, de los cuales sólo uno se encuentra en la región de estudio, están descritos vulcanismos de edad Pliocuaternaria próximos a la zona de investigación.

En el NW de Cartagena, sobre un vulcanismo neogeno calcoalcalino, se emplazan basaltos alcalino-potásicos Pliocenos, ARANDA y VEGAS (1974) y Cuaternarios, MONTENAT (1973). Igualmente, en Campos de Calatrava se emplazan episodios Pliocuaternarios, MOLINA (1975), constituídos por basaltos-alcalinos, HERNANDEZ-PACHECO (1932a) y PARGA PONDAL (1935), sobre un vulcanismo neogeno. Del estudio de enclaves en ambos lugares, SAGREDO (1972) y ANCOECHEA (1979) respectivamente, puede deducirse una composición para el manto superior, al menos en sus niveles más altos, del tipo peridotita-olivino, piroxeno, espinela-. Los vulcanismos Pliocuaternarios de Cofrentes e Islas Columbretes, SAENZ y LOPEZ MA-

RINAS (1973) y VIDAL (1972) respectivamente, tienen una composición de tipo basalto-alcalina. SAN MIGUEL (1936) para el primero y VIDAL (1972) para el segundo.

En conjunto, podemos suponer en la región, para dichos tiempos, una corteza continental o intermedia gruesa, sometida a tectónica distensiva y un manto superior, por lo menos en sus niveles más altos, de tipo peridotita-olivino, piroxeno, espinela.

Las abundantes prospecciones geofísicas existentes en la región objeto de estudio, están orientadas fundamentalmente hacia las investigaciones de hidrocarburos en formaciones Mesozoicas y, por tanto, claramente condicionadas por los fines que persiguen, nos han sido de gran utilidad alguna de las testificaciones realizadas en los sondeos, por ejemplo los "sonic log". Sin embargo, para obtener datos geofísicos de la escala en que nos movemos, debemos desplazarnos fuera de la región estudiada, procurando no salirnos de una zona, con supuestos de cierta homogeneidad para la corteza.

El modelo cortical de la Meseta Ibérica, obtenido por PAYO y RUIZ de la PARTE (1977) en base a un perfil sísmico profundo realizado en la zona de Toledo, consta de una capa superior de sedimentos con $V=3.49$ km./sg y espesor de 1.8 km., tres capas en la corteza con velocidades de 6.1, 6.5, 7.7 km./sg y potencias de 11.7, 12, 10.7 km. respectivamente, siendo la -

velocidad por debajo del Moho 8.2 km/sg. La velocidad 7.7 km/sg asignada a la corteza inferior es ciertamente elevada para este nivel y los propios autores no la consideran totalmente representativa.

La potencia de 36.2 km. para el conjunto de la corteza, es ligeramente superior a la calculada por los mismos autores, utilizando la fase SMS, 34 km., y claramente más elevada que la obtenida por medio de la dispersión de ondas sísmicas superficiales, PAYO (1964).

De lo expuesto, se deduce que el tránsito corteza superior-corteza inferior, se realiza de forma gradual en un intervalo que pone de manifiesto el nivel cortical intermedio.

En la Cuenca de Valencia, FAHLQUIST (1963), define dos tipos de corteza, apoyándose en los perfiles de refracción 196 y 197 situados entre Ibiza y la costa Peninsular.

En el más septentrional, 196, y bajo una lámina de agua de unos mil metros, individualiza tres capas-sedimentos no consolidados, sedimentos consolidados, capa granítica- con velocidades de 2.1 a 3.1, 3.9, 5.8 km./sg respectivamente y potencias aproximadas de 1.5 y 4.8 km., careciendo de datos para la tercera capa a partir de los ocho km. de profundidad total. En el segundo perfil, bajo la lámina de agua con aproximadamente mil metros, define un lecho de sedimentos no consoli

dados con velocidad 1.8 km./sg y 0.5 km. de espesor. Debajo individualiza dos capas con velocidad de 3.6 y 4.7 km./sg y potencias de 1.5, 1.8 km. Un nivel infrayacente con velocidad - 6.6 km. tiene potencia superior a 3 km.

A diferencia del citado autor, creemos que la tercera capa, 4.7 km./sg se refiere a sedimentos consolidados y la inferior, 6.6 km./sg, es la "capa granítica" de una corteza continental o intermedia.

En ningún caso, pensamos, debe considerarse una corteza oceánica y, por tanto, los dos modelos propuestos por el autor quedan reducidos prácticamente a uno.

HINZ (1973), apoyándose en el perfil de refracción ANNA 'II, situado al N de Mallorca, propone un tipo de corteza que no puede considerarse propiamente continental, debido a su grosor, ni oceánica por la importante proporción de rocas granitoides que posee.

La formación de la corteza anormal, según el mencionado autor, tiene su origen en la deriva del archipiélago Balear y el consiguiente desarrollo de un campo tensional. Los materiales ultrabásicos del manto superior ascienden en la corteza inferior a favor de la fracturación cortical generada, para posteriormente intruir o extruir en la corteza superior. El gradual enfriamiento de dichos materiales ascendentes da lugar a rocas de -

tipo gabroide, así como a granitos y dioritas "juveniles" que, junto con los propios de una corteza continental, constituyen la corteza de tipo mixto.

Sobre un perfil sísmico, de dirección longitudinal con respecto a las Baleares, BANDA et.al. (1979), obtienen un modelo de corteza continental con espesores que varían entre 20 km. bajo Ibiza y 24 km. en el norte de Mallorca. Las velocidades medias aproximadas para los tres niveles en que subdividen la unidad cortical son: 4.8 a 5.2 km./sg; 6.0 a 6.1 km /sg; 6.2 a 6.6 km./sg. Las potencias varían desde los 4, 11 y 5 km. bajo Ibiza hasta los 7, 12 y 5 km. respectivamente bajo Mallorca. Entre estas dos islas, los autores ponen de manifiesto una zona anómala, con velocidades elevadas a profundidades ciertamente cortas, 6.7 km. a tan sólo 10 km., así como una falta de definición para la discontinuidad de Mohorovicie.

La velocidad para el manto superior en el modelo comentado es lenta, 7.7. km./sg y debe relacionarse con el "soft mantle" que FAHLQUIST y HERSEY (1969) definen como nivel infrayacente de la delgada capa oceánica, en las llanuras abisales del Mediterráneo Occidental y con el "warm upper mantle" desarrollado bajo el rift de la Cuenca Valenciana, VEGAS et.al. (1979).

En la recopilación que MORELLI et.al. (1975) realizan de las secciones corticales para la región, sólo en las representativas para algún punto de los mares Ligur y Nord-Proven

zal se localiza un manto con velocidades 8.0-8.2 km./sg.

Para terminar y volviendo a los estrictos límites de la zona investigada, debemos citar la existencia del mapa gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares (1976), que si bien por la - importante diferencia de escalas, no es utilizable de forma sistemática en nuestro trabajo, sí muestra, sin embargo, consideraciones de conjunto útiles en función de la configuración para las líneas isoanómalas. El rápido adelgazamiento cortical hacia el Mediterráneo constituye a nuestro juicio la principal consideración deducida desde el citado mapa en la región investigada.

III. METODO Y TECNICAS

III. METODO Y TECNICAS

La densidad es una de las propiedades físicas que cambia significativamente de unos materiales a otros y origina un campo potencial intrínseco a cada uno de ellos. El método de prospección gravimétrica consiste en medir e interpretar los efectos causados por dichos campos sobre un nivel de observación. Sin embargo, en la composición total de "g", los materiales que contribuyen con un 3% del valor que a su vez queda reducido al 0,05%, si nos referimos a los cinco primeros kilómetros de la corteza, GRANT y WEST (1965). Las variaciones del campo originadas en la corteza deben ser, por tanto, medidas con aparatos de extrema sensibilidad, y los resultados corregidos de todos aquellos efectos no debidos a causas exclusivamente geológicas, dado el nivel de precisión necesario.

Los métodos basados en el estudio de campos potenciales en general, y los gravimétricos en particular, poseen como característica propia el grado de ambigüedad que incorporan a los resultados y, por tanto, dificulta la interpretación. Este insoslayable problema puede reducirse de forma importante en función de conocimientos estructurales, petrológicos, geofísicos o estratigráficos, pero en ningún caso evitaremos totalmente la influencia de dicho efecto sobre las propuestas finales.

La historia del método es larga y extensa. En el ya lejano año de 1887, von STERNECK, inventó un péndulo portátil, con el

fin de ser trasladado al campo para efectuar mediciones geodésicas. El solo hecho de su movilidad constituye, a nuestro parecer, un importante precedente para la prospección. Prácticamente en la misma época, von EÖTVÖS construyó la primera balanza de torsión que veintisiete años más tarde y bajo la supervisión de von BOECK, sirvió para los primeros trabajos de prospección, Egbell (Checoslovaquia) y Hanigsen (Alemania). Desde este momento, el método comienza un período de gran desarrollo, que será potenciado a partir de los años treinta con la introducción de los gravímetros.

III. 1. INSTRUMENTACION

III. 1. 1. Introducción

El material utilizado para la toma de datos está constituido por el Gavímetro Worden Prospector nº 787, modelo 112, el Magnetómetro de componente vertical Askania Gfz/M 680.011 y Altimetro Paulin Micro modelo MDM-5, serie GT 3528, pertenecientes a la Cátedra de Geodinámica Interna de la Facultad de Geología de la Universidad Complutense.

Cualquiera de los instrumentos anteriormente citados, han sido utilizados ampliamente en investigaciones similares a la que nos ocupa, demostrando de forma clara su idoneidad, tanto por la precisión de los datos obtenidos, como por la economía de medios que supone su uso.

III. 1. 2. Gravímetro

El Worden Prospector es un gravímetro inestable autocompensado, de fácil manejo (aproximadamente 3 kg.), con sensibilidad de una centésima de miligal (0,01 miligales). La constante de transformación para el aparato utilizado es:

$$K = 0,1015 (6) \text{ miligales/unidad de aparato}$$

La parte móvil está constituida por cuarzo fundido, razón por la

cual no se ve alterada por las perturbaciones magnéticas.

Las lecturas efectuadas con el gravímetro se ven afectadas a lo largo del tiempo por la deriva instrumental. Dicho fenómeno, no bien conocido, obedece fundamentalmente a la acumulación y liberación de tensiones durante el transporte y funcionamiento. Su eliminación es simple si se admite:

- que la deriva es la misma, en igualdad de condiciones de uso.
- que es lineal para tiempos de recorrido cortos.

Esta corrección se realiza por un procedimiento gráfico bastante rápido. La idea fundamental es la siguiente: Puesto que se han verificado tres medidas en cada base y cuatro en la base inicial, solapadas en el tiempo, es posible construir una gráfica de derivas, arrancando con la bisectriz del ángulo formado por los pares de valores 1º y 2º, 3º y 4º de la base inicial y enlazando, en la mitad del tiempo de solape entre bases sucesivas, con la recta ajustada por mínimos cuadrados a las lecturas hechas en cada una. La corrección para estaciones normales, intercaladas entre las bases, se realiza automáticamente desplazando la curva de deriva obtenida y leyendo el valor inicial.

La Fig. 8 muestra la curva de deriva máxima para nuestra investigación, que corresponde al día 22 de septiembre de 1974.

III. 1. 3. Magnetómetro

El Gfz/M es un magnetómetro de torsión con un rango de medida de 60.000 gammas y una precisión de ± 1 gamma, siendo el sistema considerablemente independiente de la orientación, ya que puede orientarse al N con una aproximación de $\pm 35^\circ$.

El efecto producido por variaciones en la temperatura es despreciable dentro del área de trabajo. La compensación de temperatura, en el magnetómetro utilizado, está ajustada en:

$$Z_0 = 0,365 \Gamma$$

Las variaciones de Z en función de la temperatura se manifiestan en el diagrama de la Fig. 9, facilitado por el constructor, donde puede comprobarse que se necesita una variación de -- 10.000 gammas sobre Z_0 , cifra que en ningún caso se alcanza para que las correcciones lleguen a $0,05 \%$.

La constante de transformación es de $237,8 \%$ /unidad lectura - para el aparato utilizado.

La corrección de deriva instrumental se efectúa de forma similar a la expuesta para la gravimetría, explicitándose en la Fig. 10 la máxima variación observada en la investigación, - que corresponde a los datos del 18 de marzo de 1974.

III. 1. 4. Altímetro

Los altímetros del sistema Paulin se basan en la neutralización del efecto ejercido por la presión sobre un diafragma sensible.

El modelo MDM-5 Micro, efectúa medidas entre -100 y 2.500 metros, con una sensibilidad de $\pm 0,5$ metros. Este tipo de aparatos están calibrados a 50° F, por lo cual debe efectuarse corrección de temperatura que puede ser calculada o leída directamente de las tablas que la casa suministradora facilita.

Las variaciones de presión a lo largo de los distintos itinerarios producen una distorsión que puede ser corregida, bien tomando medidas barométricas, bien siguiendo un sistema similar al utilizado para corregir la deriva en los instrumentos descritos con anterioridad. Esta última forma es la seguida.

Existen pequeñas variaciones por cambios de humedad que pueden ser despreciadas debido a la ínfima entidad de sus valores.

Por último indicaremos que el principio de cada itinerario de medidas se sitúa sobre un vértice geodésico, con el fin de calibrar el aparato.

III. 2. TOMA DE DATOS

El levantamiento, tanto gravimétrico como magnetométrico, está desarrollado a partir de una red de cuarenta y nueve (49) bases, localizadas en puntos singulares de las hojas a escala 1:50.000 del mapa topográfico nacional y su cota fijada con precisión $\pm 0,5$ m.

La red se estableció a lo largo de cinco campañas, superponiéndose en cada una el diez por ciento de los puntos de medida efectuados con anterioridad. En la última campaña, se realizaron dos itinerarios de comprobación uniendo trece bases escogidas al azar.

Dos nudos de la red, R y V, están situados sobre las Bases nacionales Requena B y Valencia B de la Red Nacional Fundamental (1971) para las que el I.G.N. dá unos valores de "g" iguales a 979.934,39 y 980.113,45 miligales respectivamente, siendo por tanto automático el paso a valores absolutos de g, para las lecturas obtenidas en la totalidad del levantamiento.

Los errores de cierre en la red de bases han sido eliminados efectuando una repartición por mínimos cuadrados. En la Fig. II se expone la situación geográfica de la red, cuya posición exacta consta en la tabla I

Partiendo de las bases, se han obtenido lecturas en 358 puntos

de observación repartidos en 74 itinerarios con duración máxima, cada uno, de 1,5-2 horas. El inicio y el final de los diferentes itinerarios se ha efectuado, en todos los casos, sobre una de las bases, con objeto de evitar errores de homogeneización. Para la distribución espacial de las observaciones se buscó la máxima regularidad posible utilizando carreteras, caminos y pistas forestales, Fig. 12.

En magnetometría los puntos leídos, independientemente de la red de bases, han sido 287 y la técnica utilizada en la toma es similar a la expuesta para la gravimetría, Fig. 13.

TABLA I

Situación y denominación de las bases

- R ... Est. F. C. Requena.
- V ... Estadio Luis Casanova Valencia.
- 2C ... Km. 297,500 Crta. N-III, cruce con Crta. a Mijares.
- 3C ... Crta. Buñol-Turia, cruce con Crta. a Macastre.
- 4C ... Km. 56 Crta. Buñol-Montroy (Villa Teresa)
- 5C ... Cruce Crta. Carlet-Real de Montroy con Crta. Benifayo-Catadau.
- 6C ... Km. 13 Crta. Real de Montroy a Dos Aguas (Caserío Paridera Roya).
- 7C ... Cruce Crta. Macastre-Las Cortes de Pallas con Crta. Dos Aguas-Venta Gaeta.
- 8C ... Km. 60 Crta. 330, cruce con Crta. procedente de Venta Gaeta.
- 9C ... Km. 320 Crta. N-III, cruce con desviación a Chiva.
- 10C ... Cruce Crta. Buñol-Picasent con Montroy-Torrente.
- 11C ... Salida de Torrente, cruce Crta. Alacuás con Camino, también procedente de Alacuás.
- 12C ... Salida Ribarroja de Turia, cruce carretera a Manises con Crta. a Burjasot.
- 13C ... Km. 33 Crta. 322, cruce con Crta. procedente de Venta del Moro.
- 14C ... Jaraguas, cruce de la Crta. con la Rambla.
- 15C ... Km. 270 Crta. N-III, Utiel.
- 16C ... Km. 6,200 Crta. 322, cruce de Alborea.
- 17C ... Km. 52 Crta. 330, cruce con Camino de la Central.
- 24C ... Km. 68,100 Crta. 330, cruce Crta. Casas del Río.
- 1A ... Cruce Crta. Casas-Ibañez-Alpera con Crta. Alatoz-Carcelen.

TABLA I (continuación)

Situación y denominación de las bases

- 8A ... Cruce Crta. 330 con Crta. 322, inmediatamente al S. de Ayora.
- 11A ... Cruce Crta. 322 con Camino de Casa Caviro.
- 18A ... Cruce Crta. Ayora-Carcelen con Crta. procedente de Jarafuel.
- 20A ... Cruce Crta. Jarafuel-Carcelen, con camino forestal a Jalance, Km. 4.
- 24A ... Cruce Crta. Casas-Ibañez-Alpera con la procedente de Jorquera, próxima a Alcalá de Júcar.
- 32A ... Cruce Crta. Casas-Ibañez-Alpera con la procedente de la Gila, Km. 42.
- 41A ... Km. 19,100 Crta. Carcelen-Ayora, cruce con camino forestal procedente de Villar de Ves (Casas de Juan Gil).
- 66A ... Cruce Crta. a Casas de Ves-Cofrentes con camino a la Pa red Balsa de Ves.
- 68A ... Cruce Crta. a Casas de Ves-Cofrentes con camino de la Central.
- 76A ... Cruce Crta. a Casas de Ves-Cofrentes con Crta. a Villar de Ves.
- 83A ... Cruce Crta. Casas-Ibañez-Alpera con el camino Zulema-Serradiel, Km. 59,600 próximo a Casas-Ibañez.
- 98A ... Cruce Crta. el Oro-Cortes de Pallás con Crta. de Hdroléctrica Española.
- 99A ... Km. 1,500 Crta. Bicorp a Millares cruce con camino forestal a Casa Canillas.
- 102A .. Km. 1,500 Crta. Bicorp a Millares cruce con camino del embalse de Tous.
- 110A .. Bicorp, cruce de la Crta. Navarres-Chella hacia sumacarcel.

TABLA I (Continuación)Situación y denominación de las bases

- 1B ... Bifurcación de la Crta. Navarres-Chella hacia Sumacarcel.
- 6B ... Cruce Crta. Carcer-Villanueva de Castellón con la procedente de Gabarda.
- 9B ... Alberique, cruce de la Crta. 340 con la procedente de Tous.
- 11B ... Alcira, Estación de F.C.
- 15B ... Km. 4 Crta. Alberique-Tous, cruce con el camino forestal.
- 21B ... Serratella, cruce de caminos.
- 26B ... Cruce de la Crta. Barcheta-Simat de Valldigna con la procedente de Tabernes.
- 29B ... Desviación de la Crta. 340 hacia Calet, Km. 78.
- 35B ... Cruce de la Crta. 340 con la de Benifayo a Catadau.
- 38B ... Cruce de la Crta. 332 con la procedente de Tabernes de Valldigna.
- 44B ... Cullera, Km. de la Crta. 332.
- 45B ... Cruce de la Crta. Sueca Corbera con la de Riola a Fortaleny.
- 65B ... Crta. 340, cruce con la procedente de Alboraya, proximidades de Valencia.
- 10D ... Godelleta, cruce de las Crtas. a Chiva y Ribarroja de Turia.

III. 3. CORRECCIONES

III. 3. 1. Introducción

Las operaciones que se exponen a continuación tratan de hacer comparables los datos en la totalidad del área de estudio, en base a hacer similares las condiciones de lectura para todos los puntos de observación.

III. 3. 2. Efecto de latitud

La corrección por latitud se verificó utilizando la fórmula de la gravedad normal establecida por la I. A. G. en 1967.

$$g_{67} = 978031,84558 (1 + 0,0053024 \operatorname{sen}^2 \varphi - 0,0000059 \operatorname{sen}^2 2\varphi)$$

siendo φ la latitud geográfica del punto considerado, expresándose g_{67} en miligales.

La fórmula ha sido obtenida para el elipsoide de referencia - 1967, con unos valores para radio, índice de aplanamiento e índice de aplanamiento dinámico iguales a:

$$a = 6378160 \text{ m}$$

$$p = 1/298,25$$

$$q = 1/288,28413$$

respectivamente.

La variación de la componente vertical del campo magnético - en función de la latitud y longitud, se ha corregido utilizando - la fórmula de LASFARGUES (1966):

$$z = 0,62 \operatorname{sen} \varphi + 0,1188 \cos \varphi \cos \lambda + 0,0426 \cos^2 \varphi$$

Diferenciando z con respecto a φ y a λ hemos obtenido:

$$\begin{aligned} dz &= 7,494 \gamma / \text{km. para las variaciones de latitud} \\ dz &= 1,856 \gamma / \text{km. para las variaciones de longitud} \end{aligned}$$

El paralelo base es $38^{\circ} 59' 48'' 78$ N y el meridiano $1^{\circ} 33' 39'' 59$ W que referido al meridiano "0" magnético se transforma - en $98^{\circ} 56' 20'' 41$ E.

III. 3. 3. Corrección de Aire-Libre

Esta corrección se basa en las variaciones que experimenta la gravedad normal, en función de las cotas de los puntos de observación:

$$g(R+h) = g(R) + h \frac{\partial g}{\partial R}$$

siendo R (φ) el radio del elipsoide, h la cota de observación y $g(R)$ el valor de la gravedad normal sobre el elipsoide de referencia 1967.

El término $\frac{\partial g}{\partial R}$ se obtiene, partiendo de la fórmula de Mc. Cullagh's para el potencial gravimétrico en un punto fuera del elipsoide de revolución, con velocidad angular Ω

$$-U(R) = \frac{GM}{R} + \frac{G}{2R^3} (C-A) (1-3 \cos^2 \varphi) + \frac{1}{2} \Omega^2 R^4 \cos^2 \varphi$$

C y A son los momentos de inercia axial y ecuatorial respectivamente. Derivando $g(R)$ con respecto a R y sustituyendo las constantes se obtiene:

$$\frac{\partial g}{\partial R} = -0,3083 \text{ miligales/metro. WOOLLARD (1969)}$$

multiplicando h por 0,3083 obtenemos el valor de la corrección.

III. 3. 4. Corrección de Bouguer

III. 3. 4. a. Cálculo de la Corrección

La corrección tiene en cuenta la atracción de la lámina de material cuya potencia es la cota de la estación sobre el elipsoide de referencia (h). El efecto gravitatorio, por ella producido, lo es en el sentido de incrementar las lecturas, siendo función de la densidad (δ) de los materiales que componen dicha lámina y de su potencia (h).

$$2 \pi G \delta h = 0,04191 \delta h$$

III. 3. 4. b. Cálculo de la densidad

Probablemente es el paso más complejo en la reducción de datos, puesto que implica una elección personal no exenta de riesgo. La medida directa de densidades sobre materiales aflorantes es claramente insuficiente, al obtener datos muy superficiales y/o restringidos a una pequeña extensión en torno al punto de observación. Debemos, pues, recurrir a métodos indirectos partiendo de las medidas obtenidas del campo

En este punto se nos plantea el dilema de trabajar con densidad variable o considerar una densidad media constante en la zona de investigación. Antel tal disyuntiva, hemos optado por el segundo supuesto, teniendo en cuenta que en un estudio regional, es más útil trabajar con una densidad media que lógicamente no será el mejor valor en cada lugar, pero que indudablemente lo será en el conjunto de la zona.

El método de "perfiles de densidad" de Nettleton (1940), ofrece resultados de densidad media bastante aceptables en trabajos de prospección. No obstante, tiene la limitación que resulta de situar los perfiles sobre relieves no dependientes de causas

estructurales. En la región que estudiamos, es difícil diferenciar relieves de este tipo, sin embargo el principal problema resulta del número excesivamente alto de perfiles a realizar en una zona geográficamente extensa y geológicamente compleja.

La técnica utilizada para hallar la densidad media ha sido la propuesta por GRANT y WEST (1965), -- que consiste en calcular anomalías de Bouguer con distintas densidades y correlacionarlas con la topografía; una vez han sido eliminadas en ambos casos las tendencias regionales, con aquella densidad que se consiga un coeficiente de correlación menor es con la que se debe trabajar.

$$k = - \frac{\sum_{i=1}^N \partial(\Delta g_i) \partial h_i}{\sum_{i=1}^N (\partial h_i)^2}$$

$\partial(\Delta g_i)$ son las anomalías residuales de Bouguer y ∂h_i son las tendencias residuales topográficas.

Las anomalías de Bouguer han sido calculadas con densidades sucesivas en el intervalo 2,51 - 2,71 g/cm³. Para la eliminación de tendencias regionales, se ha efectuado un ajuste de polinomios ortogonales de primer a sexto grado, utilizándose finalmente - cuarto grado, según un programa en Fortran IV de O'LEARY et. al. (1966).

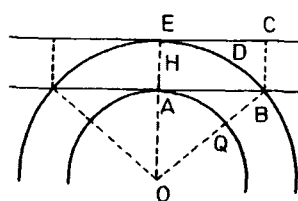
La densidad media aceptada es de $2,67 \text{ g/cm}^3$, al originar un coeficiente de correlación óptimo.

$$K = -0,0135718$$

III. 3. 4. c. Observaciones sobre la Corrección de Bouguer

Los cálculos han sido efectuados en base a considerar una lámina horizontal indefinida en torno a la estación. Obviamente esta condición no se cumple, puesto que la figura geométrica correcta sería un casquete esférico y por supuesto no indefinido.

LOZANO CALVO (1965) afirma que para corregir el error, deben eliminarse los siguientes efectos:



- Acción de la lámina, a partir de un determinado radio.

- Compensar los efectos de los sólidos de revolución engendrados por los meniscos ECB y ABQ, que se indican en la figura.

Calcula la atracción total sobre el punto E y una vez corregida, obtiene:

$$A = 2\pi G\delta H \left(1 + \frac{H}{2D} \right)$$

La diferencia con la expresión utilizada para la -- corrección de Bouguer, está en el término $H/2D$ - que debe sumarse a la unidad. El propio autor fa- cilita unos valores para la fracción en función de - la cota, que realmente no utilizaremos por ser des - preciables en el intervalo de tolerancia sobre el - que nos movemos.

BULLARD (1936) calcula directamente el efecto - de atracción ejercido por un casquete esférico que se extiende hasta la zona O_2 de Hayford y tiene un espesor h . Dicho efecto, según el autor, es igual a la corrección de Bouguer, más otra corrección debida a la curvatura de la tierra denominada C_B y que calcula en función de la cota.

En nuestro trabajo se usa el término C_B por ser - el utilizado comunmente y su valor extraído de las tablas de LEJAY (1947).

III. 3. 5. Corrección Topográfica

Esta corrección elimina los efectos gravimétricos debidos a - las irregularidades del relieve en torno a la estación de medi- da.

El método normalmente utilizado es el de calcular la atracción

ejercida sobre un punto de observación, por masas dispuestas según coronas circulares y alturas, equivalentes a sus cotas medias con respecto a la estación que se corrige.

Para efectuar dicha corrección, hemos trabajado con la plantilla y tablas de HAMMER (1939) hasta la zona "G" que supone observaciones de 1529,5 m. en torno a cada estación. La operación es simple pero sumamente laboriosa, razón por la cual optamos por otro sistema de corrección en el intervalo entre el 1 y 21 km.

NEUMAN (1963) demuestra que la corrección en función de la cota responde a la ecuación de una parábola y que las curvas de cada estación se deducen unas de otras por simple traslación. La diferencia de corrección entre dos puntos se establece en función de las coordenadas del vértice de la parábola (z_0 , g_0).

Según el autor y para las zonas H a M:

$$Z_0 = \frac{2,72Z_H - 2,58Z_I - 0,74Z_J - 0,49Z_K - 0,33Z_L - 0,22Z_M}{6,08}$$

$$g_0 = 12,741 \cdot 10^{-6} Z_0^2$$

$$g = 29,3 \cdot 10^{-10} Z^2$$

expresándose Z en centímetros y g en miligales, siendo Z_H a Z_M las cotas medias de H a M con respecto a la estación.

Desarrollando lo anteriormente expuesto, se han elaborado los mapas de Z_0 y g_0 , Figs. 14 y 15 desde los que se obtiene el vértice de la parábola para cada estación y automáticamente la corrección correspondiente, Fig. 16.

III. 3. 6. Corrección Isostática

Al encontrarnos ante la disyuntiva de elegir una hipótesis de compensación isostática y conscientes de los condicionamientos a que sometemos el desarrollo posterior de la investigación, optamos por la hipótesis de Airy. Dicha hipótesis es la que mejor se adapta a los supuestos geológicos y físicos generalmente aceptados, para un trabajo a escala cortical, al tiempo que facilita bastante los cálculos. No obstante y debido a las simplificaciones que deben introducirse, se obtendrá un cierto grado de imprecisión.

En la Fig. 25 se muestra la distribución de cotas en la región, así como la de potencias corticales calculadas según lo expuesto en IV. 2. 2. En el primer caso tiene un carácter bimodal que marca la zona peneplanizada y la depresión costera; sin embargo, considerando la región como un conjunto, suponemos una cota media de 400 m. En el segundo caso la media es de 32,5 km. Utilizando la hipótesis de Airy y densidades de 2.72-3.32

g/CC para corteza y manto respectivamente, Apéndice A, se calcula una corteza media de 30 ± 1 km.

Los mapas para corrección topo-isostática de LOZANO CALVO (1965) permiten realizar de una forma simple y directa dicha corrección. La operación se realiza eligiendo, en función de la cota del punto de observación, uno de los seis mapas calculados para las sucesivas zonas de Hayford y leyendo el valor correspondiente a la estación.

En el mismo trabajo, se especifica el modo de calcular el efecto de compensación bajo el casquete. Dicho efecto se corrige multiplicando la anomalía de Bouguer por un coeficiente elegido en función de la cota. En cualquier caso, esta última corrección alcanza valores máximos de 0,258 miligales, razón por la que no se ha efectuado.

III. 3. 7. Correcciones del efecto de marea gravimétrica

Las mareas gravimétricas son fenómenos determinados por variaciones de la gravedad en el tiempo debidas a diferencias posicionales y por tanto del sistema de atracciones mutuas, de los puntos de la superficie terrestre el Sol y la Luna, así como a las deformaciones elásticas de la corteza terrestre, originadas por la variación de dichas relaciones de fuerzas.

Para el cálculo de esta corrección utilizamos la fórmula de -

GOGUEL (1954):

$$C = P + N \cos \varphi (\cos \varphi + \sin \varphi) + S \cos \varphi (\cos \varphi - \sin \varphi)$$

P depende de la posición relativa Sol-Tierra-Luna y es la corrección referida al polo, siempre es negativa con variaciones muy pequeñas. N y S son dos constantes que dependen de la latitud, hora y fecha de toma de los datos.

La corrección debe sumarse al valor observado del campo gravífico, y las tablas para efectuarlas son calculadas anualmente por el "Service Hydrographique de la Marine" y la "Compagnie Générale de Geophysique", siendo publicadas por Geophysical Prospecting. No obstante, dichas medidas han sido incorporadas en la corrección por deriva y por tanto no efectuadas de una forma directa.

III. 4. OBTENCION DE ANOMALIAS

III. 4. 1. Introducción

En el presente apartado trataremos de la obtención de las diversas anomalías, sin embargo creemos necesario hacer previamente ciertas consideraciones.

Clásicamente, se ha supuesto que la anomalía de Bouguer en un punto de la superficie topográfica es igual al valor observado de la gravedad reducido al geoide, menos el valor teórico de la gravedad en la proyección de dicho punto sobre el geoide. Esto nos llevaría a considerar los valores de las anomalías obtenidas sobre la superficie del geoide y por tanto sin ninguna incidencia de la topografía sobre ellas.

Si recurrimos a la agrupación de términos efectuada por NAUDY y NEUMAN (1965), observamos que el concepto anteriormente expuesto es falso. Agrupando los términos de la manera siguiente obtenemos:

$$\Delta g = g - (g_{\varphi} - 0,3083h - 2\pi G\delta h - C_B - \text{corrección topográfica})$$

Δg = anomalía de Bouguer

g = gravedad observada

g_{φ} = gravedad teórica en el punto de latitud (sobre el geoide)

$0,3083h$ = corrección de Aire-Libre

$2\pi G \delta h - C_B$ = corrección de Bouguer

El paréntesis representa precisamente el valor teórico de la gravedad, en un punto de cota h sobre la superficie del geoide. La anomalía de Bouguer calculada lo es por tanto sobre la superficie topográfica del área a estudiar.

La diferencia no es de importancia en una región de relieves muy poco pronunciados o inexistentes, pero naturalmente produce errores considerables en zonas con topografía accidentada. En un interesante trabajo realizado por IANAS y SAVA (1975) al superponer un relieve accidentado a un modelo teórico de cuerpos intrusivos, demuestran que no sólo varía la amplitud de las anomalías de Bouguer en función de la topografía, sino que también aparecen falsas anomalías.

Es evidente, por tanto, que para eliminar el efecto que produce el relieve sobre las anomalías gravimétricas, deberemos reducirlas a un plano y la técnica necesaria para efectuar dicha operación será objeto de estudio posteriormente.

III. 4. 2. Anomalías de Aire-Libre

Está definida por la suma de la corrección de Aire-Libre a la expresión $g - g_\varphi$, siendo g la gravedad observada y g_φ la gravedad normal sobre el esferoide en la latitud de observación (φ).

$$\text{Anom. Aire-Libre} = g - g_0 - 0,3083h$$

Para efectuar esta corrección sin superar el límite de aproximación instrumental, se necesita un conocimiento bastante riguroso de la cota de la estación. Por este motivo un número importante de observaciones están efectuadas sobre vértices geodesicos y el resto se establecen con un error inferior a $\pm 0,5$ metros, tolerable en un estudio de características regionales.

III. 4. 3. Anomalías de Bouguer

La anomalía de Aire-Libre menos la corrección de Bouguer -- más la corrección topográfica, dan como resultado la anomalía de Bouguer. Considerando una densidad media de $2,67 \text{ g/cm}^3$ su valor será:

$$\text{Anom. Bouguer} = \text{Anom. Aire-Libre} - 0,11189688h - C_B + T_1 + T_{21}$$

T_1 es la corrección topográfica hasta un kilómetro, efectuada con la plantilla y abaco de HAMMER (1939). T_{21} es la corrección topográfica de 1 a 21 km. realizada con el sistema propuesto por NEUMAN (1963). La topografía utilizada en las operaciones anteriormente expuestas ha sido la de las hojas a escala -- 1:50.000 del Mapa topográfico Nacional, teniendo como único condicionamiento el situar las estaciones en puntos característicos fácilmente identificables.

III. 4. 4. Anomalías Isostáticas

Se obtienen sumando a la anomalía de Bouguer la corrección -
topoisostática (t_{30}) y el efecto de compensación bajo el casque
te (R).

$$\text{Anom. Isostática} = \text{Anom. Bouguer} + t_{30} + R$$

En nuestro caso el término R ha sido despreciado y la correc-
ción topoisostática está calculada suponiendo una compensación
isostática basada en la hipótesis de Airy, como anteriormente
se indicó.

III. 5. TRATAMIENTO DE DATOS

III. 5. 1. Introducción

Una de las partes más complejas, en el proceso de interpretación de datos, es aquella que trata de aislar determinadas anomalías del resto del campo. Dicha operación constituye el análisis de tendencias y residuales.

Las técnicas de separación "tendencia regional-residual" se basan fundamentalmente en el empleo de polinomios ortogonales, derivadas de diferente grado, prolongaciones analíticas, modelos matemáticos y filtros lineales o no lineales. La correcta aplicación de dichos procedimientos precisa previamente de un muestreo con distribución regular, situación que obviamente no se produce en los levantamientos gravimétricos o magnetométricos, con desarrollo regional.

La reducción de los valores obtenidos según una distribución irregular a los correspondientes en los vértices de una malla regular, ha sido efectuada utilizando el programa "Grde" en Fortran IV, TOBLER (1970), que calcula los valores en los vértices de una malla cuadrada, promediando las seis lecturas más próximas, de una forma inversamente proporcional al cuadrado de las distancias. Asimismo efectúa un tratamiento estadístico sobre el conjunto de datos originales y sobre los valores interpolados, facilitando en ambos casos la media aritmética, la desviación típica y los datos máximo y mínimo. El paso de

maña óptimo calculado por el programa en nuestra investigación, es de 4 km. para la gravimétrica y 5 km. para la magnetometría.

III. 5. 2. Cálculo del Gradiente vertical

Para el cálculo del gradiente vertical de los campos gravífico y magnético, se ha seguido a BARANOV (1953).

El citado autor, parte de las fórmulas clásicas para el campo medio en un círculo de radio ρ , ELKINS (1951).

$$f(\rho) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f(\rho, w) dw = \frac{1}{n} \sum_{v=1}^n f(\rho, w_v)$$

y del valor del campo en un punto + Z del eje OZ

$$\hat{f}(z) = \int_0^{\infty} f(\rho) \frac{z \rho d\rho}{(\rho^2 + z^2)^{3/2}} \quad (1)$$

Calcula $f(\rho)$ según diez radios canónicos y obtiene el valor aproximado para la integral (1), representando la función a integrar según un polinomio.

A diferencia de la integral (1), la función obtenida es continua para $z=0$ y por tanto, puede ser derivada con respecto a z sucesivas veces en el caso $z=0$

La fórmula definitiva que obtiene para $-\hat{f}'(0)$ es:

$$\begin{aligned}
 -\hat{f}'(0) = & + 2,30518 f(0) \\
 & - 1,70975 f(1) \\
 & - 0,05284 f(\sqrt{2}) \\
 & - 0,17401 f(\sqrt{5}) \\
 & - 0,09577 f(\sqrt{10}) \\
 & - 0,05249 f(\sqrt{17}) \\
 & - 0,04174 f(\sqrt{25}) \\
 & - 0,04038 f(\sqrt{40}) \\
 & + 0,20340 f(\sqrt{68}) \\
 & - 0,34160 f(\sqrt{100})
 \end{aligned}$$

No obstante la utilización de nueve círculos a cambio de una precisión, no siempre necesaria, implica importantes inconvenientes, como es el orlar la zona con una banda que en nuestro caso llegaría a 40 kms. Debido a este motivo se prefiere utilizar una fórmula simplificada a tres círculos bastante eficaz, propuesta por SCHOEFFLER (1975):

$$g'(0) = 2.24 \bar{g}(0) - 1.16 \bar{g}(1) - 0.12 \bar{g}(\sqrt{2}) - 0.96 \bar{g}(\sqrt{5})$$

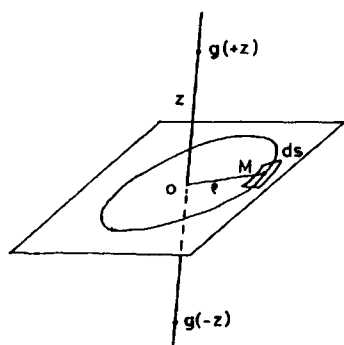
Utilizando dicha expresión se han reducido las anomalías a un plano 0 de referencia.

III. 5. 3. Prolongación Analítica

Diversos operadores matemáticos aplicados sobre anomalías de Bouguer, con el fin de obtener la prolongación analítica del cam

po, son comunmente conocidos y utilizados BARANOV (1953) en el trabajo comentado, PETERS (1949) HENDERSON (1960) por citar algunos. No obstante, para la prolongación analítica en ambos sentidos, se ha preferido utilizar la forma propuesta por LA PORTE (1963), técnica de amplia utilización con buenos resultados, dado que podemos efectuar de una forma directa los cálculos para la prolongación analítica a diversas alturas.

Suponiendo todas las masas activas situadas por debajo del plano de referencia P y partiendo de la expresión



$$g(+z) = \frac{z}{2\pi} \iint \frac{g(M)}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

siendo $g(M)$ el valor de g en el punto M , $\overline{g(\rho)}$ la media de los $g(M)$ cuando M describe un círculo de radio ρ y centro O y g_0 el valor de g en el centro.

El autor llega a la expresión

$$g(+z) = g_0 + 2z \sum_{i=0}^{n-1} \frac{\overline{g(\rho_{i+1})} - \overline{g(\rho_i)}}{\sqrt{\rho_{i+1}^2 + z^2} + \sqrt{\rho_i^2 + z^2}}$$

que define el valor del campo g prolongado a una cota $+z$.

La prolongación analítica del campo hacia abajo, la expresa -
en función de $g(+z)$

$$g(-z) = -g(+z) + 2 \left(g_0 - z^2 \frac{\partial^2 g(0)}{\partial \rho^2} + z^4 \frac{\partial^4 g(0)}{\partial \rho^4} - \dots \right)$$

Limita el desarrollo en el término z^2 y utiliza los dos primeros
radios canónicos, obteniendo

$$g(-z) = 2g_0 - g(+z) + \frac{4z^2}{\rho_1^2 \rho_2^2} \left(\frac{\rho_2^2}{\rho_1^2} (g_0 - \overline{g(\rho_1)}) - \frac{\rho_1^2}{\rho_2^2} (g_0 - \overline{g(\rho_2)}) \right)$$

Expresión que como puede apreciarse, simplifica notablemen-
te los cálculos.

IV. INTERPRETACION Y DISCUSION

IV.1. ELABORACION E INTERPRETACION CUALITATIVA DE MAPAS DE ANOMALIAS

IV.1.1. Introducción

Todo el proceso de reducción desde los datos observados a los valores de anomalías en cada punto, tiene por objeto filtrar los efectos distorsionadores del campo, no debidos a causas estrictamente geológicas. Los mapas de anomalías, por tanto, delimitan variaciones en la distribución de densidad en el substrato, caso de la gravimetría, o de susceptibilidad magnética en el de la magnetometría. No es necesario resaltar la importancia de tales mapas a la hora de extraer interpretaciones geológicas para la zona.

Sin embargo, así como el conjunto de correcciones consiste en una serie de operaciones con solución única, dentro de unos límites de error prefijados, la interpretación de los mapas es una labor bastante más compleja y subjetiva. De acuerdo con la teoría de campos potenciales, una anomalía puede ser generada por un infinito número de configuraciones y su interpretación depende del correcto conocimiento de los parámetros geológicos que limitarán de manera ostensible el conjunto de posibles soluciones.

Es por tanto indispensable señalar que existen dos niveles diferentes en la investigación. En el primero de ellos se encuen

tra la realización de mapas de anomalías que con un margen de error determinado, reflejan objetivamente la configuración del substrato. En el otro, se encuentra la interpretación y en él se introduce un grado de subjetividad que se reduce en función de los datos geológicos utilizados.

IV.1.2. Mapas de Anomalías de Bouguer

IV.1.2.a. Mapa Observado de Anomalías de Bouguer

Este mapa suele ser confuso en cuanto a su formulación, puesto que contiene los efectos debidos a -- estructuras de ámbito regional y sobreimpuestos a ellos, todas las anomalías debidas a causas locales que en una zona compleja como la investigada son abundantes. No obstante, definiremos determinadas lineaciones que de forma clara se marcan en el ma pa.

Posiblemente la tendencia más definida es la subpa ralela a la costa, que se manifiesta según tres ban das, con acusado aumento del gradiente en cada - una de ellas. La primera se sitúa en el área de Co frentes y limita por el E una faja de anomalías negativas de cierta consideración (-50/-40 mgals). La segunda y tercera se sitúan respectivamente en los ejes Navarres-Sierra de Perenchiza y Torren-

te-Alberique, lugares en los que las anomalías suben escalonadamente hacia valores positivos en sentido E.

Dos lineaciones NE-SW, se observan con cierta nitidez en el extremo NW, Requena-Jorquera y Utiel-Venta del Moro, que definen dos escalones con valores de anomalías más negativos en sentido NW. Esta dirección vuelve a ser observada esporádicamente, pero no con la misma claridad.

Todo el conjunto se encuentra afectado por una serie de anomalías, relativamente bajas por referencia a su entorno, con orientación E-W. Esta unidad es bastante llamativa en las proximidades de Valencia, donde separa dos anomalías positivas al N y S respectivamente.

Como tendencias menores podemos citar la ENE-WSW definida en la zona de Tabernes.

El error estimado para el mapa es de ± 0.71 miligales. Sin embargo, debemos hacer constar que los bordes de los mapas, por efecto del cálculo, no se encuentran dentro de los márgenes de error calculados para el resto.

IV.1.2.b. Mapa de tendencias regionales de Anomalías de Bouguer

Se ha considerado que una prolongación analítica - hacia arriba, dos veces la malla a que están interpolados los datos (8.000 m.), da lugar a la adecuada representación de las anomalías generadas por grandes estructuras corticales.

El análisis cualitativo efectuado sobre este mapa, nos conduce a la definición de tres unidades, diferenciadas en función de los diversos estilos observados:

- Unidad de la Costa, que se extiende desde el Mediterráneo hasta el meridiano de Buñol aproximadamente. La tendencia dominante en las líneas isodinámicas es paralela a la costa, con un fuerte gradiente positivo hacia el E, la línea "0" se sitúa ligeramente hacia el interior del límite peninsular. No obstante, dicha tendencia está perturbada a la altura de "La Albufera", al realizar las curvas una "S" muy marcada.

En conjunto, este tipo de configuración puede justificarse por una rápida disminución de la

potencia cortical hacia el este, asociada con grandes fracturas emplazadas en los lugares de fuerte gradiente, banda Alberique-Torrente. Asimismo, la coincidencia de dos grandes franjas de dislocación, una de dirección N45° W "Falla Hespérica", CAPOTE (1978) — y otra E-W — "Banda Estructural de Toledo", ALIA (1972) — sobre la región de la Albufera, es a nuestro parecer la causa de la distorsión sigmoidal en las líneas isoanómalas.

- Unidad Ibérica, se extiende en el extremo NW hasta la línea isoanómala de "-40" aproximadamente. La tendencia general de las curvas isodinámicas es SW-NE, con lineaciones NW-SE y discontinuidades E-W de pequeña longitud interrumpiéndola. El gradiente es negativo hacia el NW, alcanzándose valores de anomalía de hasta "-64" miligales.

Esta disposición induce a suponer como rasgos característicos para la unidad, el engrosamiento cortical hacia el NW y el emplazamiento de una banda de fracturación N.NE-S. SE que pasa al este de Requena. Las distorsiones menores deben estar generadas por la disposición longitudinal a la Cadena de "surcos y

umbrales" y por manifestaciones discontinuas de las fracturas E-W pertenecientes a la citada "Banda Estructural de Toledo".

- Unidad Intermedia, con forma aproximadamente triangular, situada entre la línea isoanómala "-40" y el meridiano de Buñol. Su estilo es bastante complejo, observándose en las líneas isoanómalas las tendencias características definidas para las unidades adyacentes, distorsionadas por lineaciones E-W.

Evidentemente, imaginar una configuración que responda a la distribución de anomalías expresada, no es tarea fácil; no obstante, consideramos que una corteza con su espesor estabilizado, entre el rápido estrechamiento de la Unidad de la Costa y el engrosamiento de la Unidad Ibérica, pero afectada por estrechamientos locales, así como por zonas de dislocación E-W, NE-SW y N-S, puede generar las anomalías descritas.

IV.1.2.c. Mapa de Anomalías residuales de Bouguer

Representa las anomalías de ámbito local obtenidas por diferencia entre las observadas y las regio

nales. Evidentemente el término "local" está condicionado por la escala de la investigación que, en nuestro caso concreto, hace referencia a la estructuración de la cobertera mesozoica y del basamento en sus niveles superiores.

En un análisis de conjunto y considerando los diferentes estilos, se pueden delimitar claramente dos unidades, situadas al este y oeste respectivamente de la banda Alberique-Buñol-Cheste.

La unidad este, depresión costera valenciana, evidencia anomalías de formas más laxas, así como una compartimentación menos acusada. Estas pautas de comportamiento claramente diferente, creemos se deben, al menos en parte, a la amortiguación producida por el importante depósito de sedimentos postorogénicos, neógeno-cuaternarios.

Los accidentes más característicos observados sobre la unidad, son una serie de anomalías negativas que, respondiendo a fenómenos diferentes, se localizan en la periferia. Las situadas en áreas de Betera y la Albufera, consideramos están originadas por fosas y el consiguiente aumento en el espesor de sedimentos neógeno-cuaternarios. Las existentes en Buñol, Alberique y Cullera, al representen

tar valores negativos de anomalía sobre materiales mesozoicos, más densos, nos obliga a pensar en importantes acumulaciones de materiales menos densos del Keuper, o bien a una interacción de los dos fenómenos descritos. Las anomalías positivas, con una menor representación, responden a la posición del anticlinal de Rodana y al desarrollo lateral, en sentido NE, del Macizo del Besori. El anticlinal de Perenchiza, coincide con un alto relativo de escasa significación. Las discontinuidades NW-SE y NE-SW, en nuestro criterio, responden a la red de fracturación tardihercínica, reactivada para tiempos alpinos.

En la unidad oeste, se observa un distinto nivel de comportamiento, según se consideren discontinuidades o lineaciones. En el primer caso, parece existir una compartimentación según cuatro direcciones características: NW-SE, predominantemente en el este de la unidad; NE-SW, más abundante al oeste; E-W, según una importante banda en la región central y esporádicamente en el sur; N-S, prácticamente en la zona Cofrentes-Ayora. En el segundo caso, se observa una tendencia "sigmoïdal", con direcciones E-W para el centro de la región y NW-SE en el NW y SE respectivamente. Al norte de la "S" tumbada, predominan las tenden--

cias NW-SE y al sur nos encontramos en una región menos alterada, con perturbaciones más locales.

La utilización de información geológica para unidades locales, expresada en el apartado II.4., permite llegar al sentido real de los conceptos lineación y discontinuidad gravimétrica, anteriormente citados.

- Sierras al N de Utiel-Requena-Buñol

Tres lineaciones NW-SE y una arqueada de dirección N-S podemos observar en el área. Las de dirección NW-SE, se corresponden con el amplio sinclinal cretácico de la Atalaya, que en su parte final gira a E-W y con el anticlinal/sinclinal en que se resuelve la Sierra de Juan Navarro al SE de la fosa de Requena. La lineación N-S representa el anticlinal de Bugarra, quizá un poco desplazado por error de borde en el mapa. Como puede observarse, las lineaciones negativas se emplazan sobre anticlinales y las positivas sobre sinclinales. Este hecho es explicable si consideramos acumulaciones de masas poco densas, materiales del Keuper, bajo los primeros y su lami-

nación en los segundos.

El conjunto está limitado al NW por una anomalía negativa que corresponde a la fosa de Requena y al SE por dos importantes discontinuidades, NW-SE y NE-SW que son manifestación de fallas.

- Altiplanicie Utiel-Requena-Río Cabriel

Se identifican las lineaciones con los anticlinales/sinclinales descritos —Sinclinal Utiel-Requena, prolongación hacia el W del Anticlinorio de la Sierra de Malacara, Anticlinal del Puerto de Contreras— y las abundantes discontinuidades NE-SW, así como alguna E-W con fracturas detectadas.

Es interesante destacar la orientación E-W — que toman algunas estructuras y la manifestación según ejes negativos del Anticlinal del Puerto de Contreras al implantarse en el área de afloramiento del Muschelkalk-Keuper.

- Región de los Llanos

Clara lineación positiva E-W que en su parte final toma rumbo W.SW-E.NE y que responde

al amplio anticlinal del Júcar. Las discontinuidades que la limitan corresponden a fallas.

- Zona de Carcelen

No aparece muy definida debido a su posición de borde en el mapa, no obstante, podemos observar una serie de discontinuidades NW-SE, NE-SW e incluso E-W que pueden ser consideradas como manifestación de fracturas.

- Sierras de Malacara, Martes, Dos Aguas, del Aire, Puntal del Aire y Caballon

La importante lineación positiva de dirección E-W que sufre un desplazamiento hacia el S - primero y posteriormente gira hasta situarse aproximadamente NW-SE, se supone originada por el anticlinorio de la Sierra de Malacara, su prolongación por la Sierra del Aire y el giro experimentado en el Anticlinorio de Puntal del Aire. Las discontinuidades E-W que limitan la unidad, están causadas por las importantes fracturas emplazadas en el lugar. Asimismo se observan discontinuidades NW-SE y en algún caso NE-SW que responden a fracturas.

- Zona de la Muela de Cortes de Pallás

Area compleja situada en el flanco norte de un anticlinal muy tendido. Las anomalías negativas y positivas deben interpretarse como acumulaciones o laminaciones de materiales menos densos. Las discontinuidades siguen orientaciones N-S, WSW-ENE y NW-SE que responden a fracturas locales con estas direcciones.

- Depresión Cofrentes-Ayora

Zona anómala limitada por discontinuidad N-S, desplazadas en algún caso por las E-W que representan claramente fracturas. La lineación negativa que, emplazada en el centro de la depresión une las tres anomalías negativas de Cofrentes, Jaraco y Ayora, coincide con un anticlinal y la naturaleza del signo se explica por la acumulación de materiales Triásicos poco densos.

IV.1.2.d. Mapa de Gradientes

Este tipo de mapas realza anomalías y desglosa pequeñas discontinuidades que en el mapa residual quedaban englobadas en otras mayores. No obstante

te, lo que en investigaciones restringidas es de in
dudable utilidad, en estudios regionales de zonas -
con estructura compleja se transforma en un impor-
tante inconveniente.

El mapa que nos ocupa ha cuarteado las tendencias
observadas en el residual y generalmente origina -
interferencias entre ellas. En conjunto se obser-
van las mismas discontinuidades anteriormente -
descritas junto con otras de menor entidad que real
mente no incorporan datos importantes a la inves-
tigación.

IV. 1. 3. Mapa de Anomalías de Aire-Libre

No tiene excesivo interés en cuanto a interpretación de anoma-
lías producidas por estructuras concretas, puesto que la ele-
vada influencia de la morfología enmascara cualquier otra in-
fluencia. Sin embargo, dado que sobre los grandes rasgos mor-
fológicos existen importantes condicionamientos tectónicos, -
el mapa puede dar una idea orientativa de grandes flexuras en
la región. Concretamente, es observable la gran flexura para-
lela a la costa según el meridiano de Buñol, así como la im-
portante depresión de Cofrentes-Ayora.

IV. 1. 4. Mapa magnético-componente vertical-de tendencias regionales

El levantamiento magnético, dentro del contexto de la investigación, está concebido como un elemento auxiliar y bajo este punto de vista es analizado.

Las tendencias regionales ponen de manifiesto un estilo similar al observado en los mapas de anomalías de Bouguer. Las lineaciones comienzan con una dirección NW-SE, se orientan posteriormente E-W y vuelven a la inicial NW-SE en su parte oriental.

Los ejes negativos implantados sobre estructuras con importantes acumulaciones de materiales Triásicos en sus núcleos, depresión de Alberique, Anticlinales de Peña-Lisa, Perenchiza, Besori y Puerto de Contreras-Cofrentes-Ayora, hacen desechar la idea de una capa de despegue con susceptibilidad magnética elevada, dependiendo por tanto las anomalías de la configuración del basamento.

Por otra parte, los ejes negativos implantados sobre anticlinales, implican una depresión en el basamento y por tanto una disarmonía entre la cobertera alpina y dicho basamento.

Finalmente, se observan dos importantes bandas de discontinuidad, una NE-SW, incidente sobre Cofrentes, y otra subparalela a la costa, situada en la zona de fracturación que da paso a la Depresión Costera Valenciana. Asimismo, es interesante citar, la convergencia de lineaciones sobre la zona de Cofrentes.

IV. 2. INTERPRETACION CUANTITATIVA

IV. 2. 1. Introducción

Nos encontramos ante un clásico y difícil problema: elegir, de entre las infinitas posibles configuraciones capaces de generar anomalías como las observadas, aquellas que cumplan los condicionamientos geológicos de la zona. No obstante, y con objeto de limitar el número de hipótesis de partida, se establecen desde métodos directos, aproximaciones a la morfología, tanto de la discontinuidad de Mohorovicic, como del basamento para la Cadena Ibérica en la zona.

IV. 2. 2. Mapa de Isobatas para la Discontinuidad de Mohorovicic

Basándose en la relación estocástica existente entre las anomalías de Bouguer, las potencias corticales y las cotas, diversos autores han establecido fórmulas empíricas que las ligan, utilizando para ello las potencias corticales calculadas por sismología. El ámbito de aplicación de dichas fórmulas se extiende a toda la tierra en unos casos, DEMENITSKAYA (1967), WOOLLARD y STRANGE (1962), o a regiones geotectónicas de características determinadas, SHURBET y WORZEL (1955) por ejemplo. La potencia obtenida recibe el nombre de "corteza normal" DEMENITSKAYA y BELYAEVSKY (1969) y solamente refleja condiciones medias.

La fórmula de WOOLLARD y STRANGE (1962), proporciona los resultados más coherentes para la geología de la Península Ibérica, CADAVID (1977), a pesar de incorporar una variación de un 7-9% para la "corteza normal" sobre la calculada desde investigaciones sísmicas. Esta maximización está corregida en el mapa que comentamos.

Realizado el mapa de Isobatas, podemos observar una disminución de espesor en sentido W-E de 9 km., según 104 de longitud, cantidad apreciable y que puede explicarse por el paso de una corteza engrosada en la zona Ibérica a la Cuenca Valenciana con un adelgazamiento cortical importante, FAHLQUIST (1963), MORELLI et.al. (1975) y otros. Sin embargo, el adelgazamiento no se produce de forma homogénea, existen dos fuertes escalones, uno NE-SW sobre la zona Requena-Buñol y otro paralelo a la costa sobre Buñol, con un área estabilizada en medio.

La zona costera se ve afectada por dos importantes adelgazamientos al N y S, separados por un umbral E-W con importante desarrollo visible hacia el continente, y por la acción de una fractura NW-SE, "Falla Hespérica", CAPOTE (1978).

Las fracturas corticales quedan enmascaradas por la amplitud en la equidistancia, si bien dejan constancia de su existencia por las innumerables perturbaciones que originan.

IV.2.3. Mapa de Isobatas al Techo del Basamento para Tiempos Alpinos

El análisis efectuado sobre los mapas de anomalías Residuales y Regionales de Bouguer, establece una relación aproximada, anomalías residuales-estructuras intracobertera, anomalías Regionales-estructuras de zócalo. Asimismo reafirma la idea de una importante disarmonía entre la cobertera y el zócalo.

Estos hechos, unidos a la dimensión regional de la investigación, nos llevan directamente a considerar dos grandes unidades, desde el punto de vista de la interpretación gravimétrica. Una inferior, constituida por el zócalo hercínico y el tegumento permotriásico. Otra superior, que de forma genérica y quizá poco ortodoxa, denominaremos alpina, conformada por los niveles de despegue, Keuper-Muschelkal y por la cobertera - Mesozoico-Cenozoica.

La obtención de espesores, efectuada sobre perfiles gravimétricos apoyados en los sondeos petrolíferos Carcelen 1, Jara-co 1, Perenchiza 1, ha sido realizada con el programa "CONCO", elaborado en la Cátedra de Geodinámica Interna por el autor. El método de cálculo usado es básicamente el expuesto por QURESHI y MULA (1971), que a su vez utilizan lo descrito por TALWANI *et.al.* (1959). Se trata de un proceso iterativo que sigue los siguientes pasos:

- Obtención del espesor, a partir de la fórmula del "escalón

indefinido" para cada punto de perfil.

- Cálculo de la anomalía generada por la configuración.
- Repetición del proceso para la diferencia entre la anomalía inicial y la calculada.

Por otra parte, los datos introducidos en el sistema deben agruparse en tres conjuntos diferenciados:

- Valor de la anomalía y posición dentro de cada perfil, para un cierto número de puntos.
- Densidades calculadas para las dos unidades. Según lo expuesto en el APENDICE A.
- Tendencia Regional, calculada en base a las anomalías y espesores existentes sobre los tres sondeos citados.

Una vez descritos los mecanismos por los cuales se cuantifica la geometría del contacto unidad alpina-unidad de zócalo, y elaborada su representación gráfica (± 200 m.), se imponen una serie de consideraciones que comentaremos a continuación.

Un rasgo que llama poderosamente la atención es el umbral -- constituido por el zócalo que se sitúa sobre la zona costera de forma discontinua, menos acusado en el área de la Albufera.

El adelgazamiento del conjunto, unidad alpina, es importante - en la zona. El resto tiene espesores bastante homogéneos, - entre dos mil y tres mil metros, con tendencia al engrosamiento en el NW (Ibérica) y en el S (Ayoña-Navarres). En el SW se perfila un área anómala con adelgazamiento en la unidad alpina.

IV.2.4. Estructura cortical en la zona

Los rasgos característicos, observados y descritos con anterioridad, en el mapa de tendencias regionales de anomalías de Bouguer son:

- Una estrecha franja con fuerte gradiente en las anomalías, que se manifiesta paralelamente a la línea de costa.
- Polaridad de acontecimientos desde el Mediterráneo hacia la Meseta, E-W.
- Alineaciones transversales al eje longitudinal de la Cadena Ibérica, NW-SE.

Desarrollaremos esta sección en función de la elaboración de modelos corticales que expliquen la distribución de anomalías observadas.

El análisis bidimensional se efectúa desde dos perfiles extraídos del mapa de tendencias regionales de anomalías de Bouguer

Fig. 17, situados de forma que puedan absorber los rasgos característicos de la zona y evitar fenómenos excesivamente locales. Los perfiles pueden complementarse con algún dato fuera del área de investigación, en ambos sentidos, utilizando el mapa de anomalías de Bouguer para la Península Ibérica, a escala 1:1.000.000, del I. G. C. (1976) y el efectuado por el O. G. S., FINETTI y MORELLI (1973), para el Mediterráneo a escala 1:750.000.

La obtención del posible modelo cortical sigue un proceso iterativo clásico, consistente en elaborar un modelo poligonal de dos dimensiones con la supuesta estructura cortical, obtener la curva teórica de atracción gravitacional que genera y retarlo sucesivamente en base a las diferencias entre dicha curva y la observada, hasta conseguir un coeficiente de correlación óptimo entre ambas.

Para el cálculo de atracción gravitacional, utilizamos el programa TALWO 580, con un método de cálculo que no difiere del descrito por TALWANI *et. al.* (1959) y una elaboración efectuada por el autor. Dicho programa requiere dos grupos de datos de entrada, uno que especifica la configuración geométrica del modelo y otro que introduce las densidades de las diferentes capas al tiempo que determina ciertas características en la curva de salida. Las densidades asignadas a las distintas capas se analizan en el Apéndice A.

Por último, debemos reseñar que la elaboración de cualquier modelo está condicionada por el hecho de que previamente conocemos los mapas de isobatas, al basamento para tiempos alpinos y a la discontinuidad de Mohorovicic.

Modelos para el perfil I-I'

- El modelo Ia, Fig. 18, supone un rápido adelgazamiento cortical hacia el E, y un ligero ascenso en el mismo sentido, de la superficie, de discontinuidad de Conrad.

El mapa de anomalías de Bouguer para la Península Ibérica del I. G. C. (1976), asigna una anomalía de -50 miligales a una zona situada unos 275 km. al W de la línea de costa, área inmediatamente al S de Toledo. Ello permite tomar este punto como referencia fija, tanto para las curvas teóricas, como para la curva observada y ajustarlas por variaciones en el borde oriental. Los modelos se prolongan de forma homogénea 175 km. hacia el centro de la Península, evitando de esta forma el efecto de borde.

La potencia cortical supuesta en Toledo, bajo el punto de referencia, es aproximadamente de 37 km., REY de la ROSA et. al. (1967), PAYO y RUIZ de la PARTE (1977), CADAVID et. al. (1979). La columna supuesta para el conjunto, ya en la zona estricta del perfil, está formada por -- cuatro unidades, tres corticales y el manto superior. El

nivel más alto lo constituyen los materiales generalmente carbonatados del mesozoico y los del cenozoico-cuaternario, con un ámbito más restringido. La unidad intermedia comprende fundamentalmente el basamento cristalino con una delgada capa superior de paleozoico, su densidad media es de 2.72 g/cc. Inmediatamente debajo se sitúa el nivel mafico de corteza inferior, con densidad de 2.92g/cc. Al manto superior, de tipo olivino-peridotítico, se le asigna una densidad de 3.32 g/cc.

La curva teórica calculada desde dicho modelo, se sitúa unos 40 miligales por encima de la observada, Fig. 19, en su borde oriental. Este tipo de disposición nos lleva a considerar la reducción de masas en dicho sector.

- Los modelos Ib, Ic, Id, Fig. 20, difieren del anterior al considerar en el techo del manto una capa con densidad 3.05 g/cc., manto anómalo, que se desarrolla hacia el Mediterráneo. Para los casos Ib e Id, el nivel anómalo comienza a 0 y 100 km. respectivamente de la línea de costa. En el caso de Ic el manto anómalo se inicia unos 25 km. hacia el W de dicha línea.

Desde la Fig. 19, podemos observar la diferenciación clara de las dos curvas teóricas correspondientes a Ib, Id, con respecto a la curva observada y el importante grado de aproximación producido en Ic. No obstante, puede apre

ciarse un exceso de masa en el E que debe corregirse.

- El modelo Ie, Fig. 21, extiende el manto anómalo unos - 60 km. bajo la Península y lo adelgaza. Asimismo supone un incremento de densidad para la corteza superior en el centro de la cuenca Valenciana de acuerdo con lo expuesto por HINZ (1973) y utiliza la columna establecida por FAHLQUIST (1963).

Como se aprecia en la Fig. 19, el ajuste de la curva teórica es en este caso óptima y, por tanto, el modelo Ie puede considerarse como posible para la configuración cortical en la zona.

Modelos para el perfil II-II'

- El modelo IIa, Fig. 22, supone un rápido adelgazamiento cortical hacia el SE y ligero ascenso en el mismo sentido de la discontinuidad de Conrad.

Siguiendo los pasos especificados en el perfil anterior, tomamos como punto de referencia los -100 miligales leídos en una zona próxima a Madrid, alrededores de Tielmes, sobre el mapa del I. G. C. y situado a unos 175 km. del inicio del perfil.

Los datos expresados por CADAVID et. al. (1979), obteni-

dos a partir de un levantamiento gravimétrico, asignan una potencia cortical de 38 km. para el entorno próximo al lugar en que situamos el punto fijo. No obstante, debemos hacer constar que variaciones discretas en este valor de potencia producen efectos despreciables. La estructura de la corteza, ya en la zona del perfil, consta de tres unidades perfectamente asimilables a las del anterior modelo.

La curva teórica originada, Fig. 23, difiere de la observada 34 miligales en su borde suroriental, la situación del modelo la se repite y por tanto las modificaciones introducidas siguen un camino similar.

- Los modelos IIb, IIc, IId, Fig. 24, introducen en el esquema un nivel de manto anómalo sobre el manto superior. El desarrollo de dicho nivel es hacia el Mediterráneo y las diferencias estriban en el alcance hacia el continente de la capa anómala. En el caso IIb, se inicia a partir de la línea de costa y la curva teórica difiere de la observada 27 miligales en el borde SE del perfil, Fig. 23. El IId, plantea su comienzo 50 km. hacia el interior y toda la curva teórica experimenta un considerable descenso, pues alcanza los 34 miligales bajo la observada también en el borde SE, Fig. 23. El modelo IIc sitúa el principio a 43 km. de la costa, con importante reducción por tanto del espesor en la capa, Fig. 24, y consigue una correlación que el autor

no duda en calificar de buena, Fig. 23.

La estructura explicitada en este último modelo IId, se puede considerar por tanto como posible en la zona del perfil II-II'.

Los modelos de estructura cortical, tanto en sentido longitudinal a la Cadena II-II', fig. 27, como de dirección E-W, I-I', Fig. 26, se implantan sobre una corteza tipo plataforma, con características propias derivadas de los procesos "estiramiento-acortamiento" desarrollados sobre ella desde el Triásico.

En conjunto la unidad cortical supuesta en dichos modelos experimenta un fuerte adelgazamiento hacia el Mediterráneo que se manifiesta de forma brusca en una zona 50-55 km. antes del límite peninsular, franja con fuerte gradiente en las anomalías, caracterizada por la existencia de fracturas corticales paralelas a la costa. Sobre este esquema definimos tres unidades --Sedimentaria, Corteza Superior y Corteza Inferior-- que sucesivamente vamos a describir:

- Unidad Sedimentaria.- Se desarrolla entre la superficie y el basamento para tiempos alpinos, con espesores que oscilan entre 700-2.500 m. aproximadamente. El grueso del nivel lo constituyen los materiales deformados, fundamentalmente carbonatados, de la cobertera Jurásico-Cre-

tácica. En la base, con espesores muy variables, se sitúan los materiales margo yesíferos, Keuper-Muschelkalk, de la capa de despegue y en el techo, de forma discontinua, - los sedimentos Terciario-Cuaternarios que rellenan fosas y depresiones sin llegar a alcanzar generalmente espesores significativos. La densidad especificada en el Apéndice A es 2.55 g/cc.

- Unidad de Corteza Superior.- Nivel con una composición de conjunto que comunmente se acepta como intermedia - entre granodiorita y cuarzodiorita. En líneas generales, - existe en ella un límite impreciso que sitúa por encima los materiales hercínicos ya descritos, con potencias máximas de 3.000-4.000 m. y por debajo el basamento para aquellos tiempos que, con matizaciones, puede observarse directamente sobre el Sistema Central. La densidad asignada es 2.72 g/cc.
- Unidad de Corteza Inferior.- Nivel de granulitas para el que se atribuyen V_p entre 6.4 y 7.7. km./sg., PAYO y RUIZ de la PARTE (1977), ANSORGE *et.al.* (1977), BAN-DA *et.al.* (1979). La densidad media utilizada para el conjunto es de 2.92 g/cc.

El manto tiene ciertas peculiaridades que no por esperadas - pierden su importancia. Nos referimos al nivel claramente diferenciado en el techo del manto superior, densidad interme-



dia, entre corteza y manto que penetra bajo la Península unos 50 km. Efectivamente, considerando el proceso de rifting que desde el Mioceno inferior sufre la adyacente Cuenca de Valencia, el desarrollo que lateralmente puede experimentar una zona de manto anómalo en la evolución de un rift continental, fosa del Rhin según ILLIES (1979) y la definición de un "warm-upper mantle" en el proceso de rifting de la Cuenca Valenciana, VEGAS et.al. (1979), no puede sorprendernos la existencia de dicho nivel. Sin embargo, podemos suponer también que sea un resto, con composición de tipo gabroide, de la pluma de manto emplazada en la zona Valencia-Castellón para tiempos Triásicos, ALVARO et.al. (1979) o una combinación de ambos efectos.

De los dos grandes tipos de composición propuestos por RINGWOOD (1969) para el manto superior normal, optamos, al menos en sus términos superiores, por la forma peridotita -olivino, piroxeno, espinela— en base a la extrapolación realizada desde la composición de enclaves, en vulcanismos Pliocuaternarios, SAGREDO (1972) en el NW de Cartagena y ANCOE-CHEA (1979) en Campos de Calatrava. En el vulcanismo más próximo a la zona, alcalino de Columbretes, VIDAL (1972) y alcalino de Cofrentes, SAEZ y LOPEZ MARINAS (1975), no se describen inclusiones de rocas ultramáficas. La densidad utilizada es 3.32 g/cc.

IV. 3. ANALISIS DE MAPAS DE ANOMALIAS ISOSTATICAS

IV. 3. 1. Introducción

La distribución regional de Anomalías Isostáticas, revela el estado de equilibrio para la corteza en diferentes áreas y permite desde su representación, extrapolar una historia reciente y unas tendencias futuras a movimientos compensatorios. El mapa de Anomalías Isostáticas, por tanto, es un elemento colaborador de suma utilidad a la hora de estudiar los movimientos "jóvenes" —Neogeno, Cuaternario— y "recientes" —Holoceno— así como de presuponer formas de evolución en un futuro próximo. Es esta especial conexión con la dinámica de la zona, el motivo que nos lleva a individualizar el análisis de los mapas de Anomalías Isostáticas y separarlo del capítulo IV. 1.

De los dos efectos que se superponen en la composición de las anomalías, tendencias regionales—anomalías residuales, el primero trasciende, para las Isostáticas, del restringido ámbito en que nos movemos, afectando a grandes unidades geotectónicas. Será por tanto el segundo, quien nos proporcionará fundamentalmente información sobre la zona estudiada. La técnica de separación para ambos efectos es la expuesta en la sección IV. 1. 3. b.

El mapa de Anomalías Isostáticas se ha calculado según la hipó

tesis de Airy para una corteza media de 30 ± 1 km., sección III. 3. 6.

IV. 3. 2. Mapa de tendencias regionales de Anomalías Isostáticas

La acción de la Cadena Ibérica provoca un efecto negativo en el NW del mapa que se prolonga de forma más o menos clara, hasta la línea Carcelen-Requena. El Mediterráneo lo ejerce positivo, aproximadamente hasta el meridiano de Buñol. Permanece aislada, por tanto, una zona intermedia centrada en Co-frentes con una posible influencia combinada de ambas unidades geotectónicas, o en cualquier caso con características diferenciadas del área circundante.

Se individualiza una importante discontinuidad NW-SE en la zona Valencia-Albufera, que sobrepasa claramente en desarrollo los límites de la investigación y creemos corresponde al emplazamiento de la "Falla Hespérica", CAPOTE (1978). Asimismo incide sobre la zona un umbral E-W que coincide con la "Banda estructural de Toledo", ALIA (1972).

IV. 3. 3. Mapa de Anomalías Residuales Isostáticas

Previamente al análisis del mapa, debemos hacer constar que para complementar los datos obtenidos se han representado los epicentros de los sismos producidos en la zona, variándose la simbología según época de observación: anteriores a 1952;

entre 1952 y 1962; posteriores a 1962. La información sobre actividad sísmica ha sido facilitada por el I. G. N. y se expone en la tabla II.

Centrados ya en el análisis, podemos definir en conjunto una gran zona descompensada negativamente hacia el W del meridiano de Buñol y otra que lo está positivamente hacia el E. Así mismo se pueden establecer cinco bandas de discontinuidad con importante desarrollo longitudinal, relacionadas con la posición de los epicentros, correspondientes a una sismicidad de profundidad estimada en unos 33 km., Tabla II -Instituto Geográfico Nacional-, y en algún caso con vulcanismos PliocuatERNARIOS. Algunas de ellas son citadas como fracturas corticales en la bibliografía geológica: "Falla Hespérica", CAPOTE (1978); "Banda Estructural de Toledo", ALIA (1972). Todas se citan como fracturas que probablemente afectan a la corteza en el análisis de los mapas de anomalías de Bouguer y magnéticos.

Las citadas bandas de discontinuidad pertenecen a cinco familias:

- NE-SW. - Se agrupan en el tercio NW del mapa, situándose la más suroriental en la zona de Cofrentes-Buñol.
- NW-SE. - No poseen una amplia representación y se sitúan sobre la mitad N.

TABLA II

SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA ZONA DE VALENCIA

<u>Año</u>	<u>Mes</u>	<u>Día</u>	<u>Hora</u>	<u>Lat.</u>	<u>Lon.</u>	<u>Prof.</u>	<u>Mag.</u>	<u>Int.</u>
1921	12	15	181529	38.7	-0.1	33	4.	2
1975	07	15	091318	38.7	-00.5	33		
								Sin actividad
1962	3	11	234050	39.4	-1.8		4.	2
1656				39.2	-1.2		6.5	8
1965	11	27	213742	39.3	-1.4		4.	3
1958	6	19	044627	39.1	-0.6	80	5.5	5
1951	10	23	144205	39.2	-0.5		4.	3
1960	8	6	155050	39.2	-0.5		4.	2
1968	8	3	130701.8	39.2	-0.7	33	4.	2
1872	5			39.3	-0.5		5.5	8 Superficial
1923	8	26		39.3	-0.5		4.	3
1951	11	27	091639	39.3	-0.6	20	4.5	4
1970	9	25	010228	39.3	-0.6	33	4.2	6
1907	11	16		39.4	-0.5		4.	3
1951	4	30	030817	39.4	-0.7		4.	3
1969	1	23	182826	39.5	-0.7	33	5.	56
1972	4	24	085458	39.0	-0.3		3.	3
1925	10	12	010824	39.1	-0.2	6	4.	4
1951	9	3	131916	39.1	-0.4		4.5	4
1951	9	26	112142	39.1	-0.4		4.	4
1963	3	18	115032.7	39.1	-0.4	33	4.5	4

TABLA II (Cont.)

SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA ZONA DE VALENCIA

<u>Año</u>	<u>Mes</u>	<u>Día</u>	<u>Hora</u>	<u>Lat.</u>	<u>Lon.</u>	<u>Prof.</u>	<u>Mag.</u>	<u>Int.</u>
1968	12	9	013622.8	39.3	-0.2	96	4.8	7
1918	4	24	1647	39.3	-0.4		4.5	4
1924	7	26	11	39.3	-0.4		4.5	4
1951	9	23	013348	39.3	-0.4	10	4.	4
1964	12	21	000459	39.4	-0.2		4.	3
1783	11	25		39.4	-0.4		5.	8 Muy superf.
1823	9	2	1930	39.4	-0.4		4.	3
1904	4	24	02	39.4	-0.4		5.	5
1918	1	27	1630	39.4	-0.4		4.	3
1971	3	24	215614	39.4	-0.4	33	3.	3
1963	9	25	222206.6	39.2	-0.2	33	4.6	4
1973	6	1	044049	39.3	-0.1	33	4.	5
1974	5	12	214710	39.3	0.2	33	4.8	5
1971	2	20	000925	39.3	-0.7	33		4
1929	3	3	12	39.6	-1.9		5.	5
1969	8	4	112049	39.8	-1.3	33	3.	2
1919	9	22	103821	39.9	-1.2		4.	3
1919	9	19	171404	39.9	-1.3		5.5	6
1972	6	7	184753	39.6	-0.7	33	4.7	4
1972	6	26	021223	39.7	-0.7	33	3.5	4
1839	6	29		39.9			4.	2

TABLA II (Cont.)

SISMICIDAD CORRESPONDIENTE A LA ZONA DE VALENCIA

<u>Año</u>	<u>Mes</u>	<u>Día</u>	<u>Hora</u>	<u>Lat.</u>	<u>Lon.</u>	<u>Prof.</u>	<u>Mag.</u>	<u>Int.</u>
1971	8	15	093643	40.0	-0.7	33	3.6	4
1959	5	6	205957	39.7	-0.4		5.	5
1973	4	27	082240	39.8	-0.1	33	4.1	5
-349				39.8	-0.2		5.5	6

- W. SW-E. NE. - Solamente se observa una banda de fracturación con esta orientación, situada en el SW e incidiendo sobre Cofrentes.
- N. NW-S. SE. - Sólo observamos claramente una banda de esta familia que sin embargo tiene importante desarrollo, en la zona de Cofrentes.
- E-W. - Coincide con la "banda estructural de Toledo", ALIA (1972) y tiene importante representación en la zona central.
- La fracturación subparalela a la costa, está constituida, desde nuestro punto de vista, por la intersección de las NE-SW y las N. NW-S. SE.

La red establecida por las zonas de debilidad cortical, define cinco bloques fundamentales en la unidad W, descompensada negativamente, y tres en la E, que lo está positivamente. A su vez estos bloques se subdividen en unidades menores, constituidas en torno a anomalías individualizadas y limitadas también por fracturas. La extensión superficial de los bloques es, en media, unos 500 km.² para cada uno.

Finalmente y tras lo expuesto, debemos detenernos a comentar dos regiones con ámbito restringido, pero de indudable importancia. Nos referimos al umbral E-W que cruza la zona en su parte media y al área de Cofrentes con cuatro bandas de frac-

turación cortical convergiendo, que justifican su forma anómala y las manifestaciones volcánicas de tipo basalto-alcalinas detectadas. Es sorprendente, sin embargo, que las fracturas N-S de la fosa Cofrentes-Ayora no tengan, a pesar de su indudable importancia, el desarrollo cortical que hacían suponer, o cuando menos que no se manifiesten en los mapas de Anomalías Isostáticas y sí lo hagan en los de Bouguer.

IV.3.4. Efectos debidos a compensación Isostática

Para el análisis del estado de equilibrio en los bloques corticales, seguiremos lo expuesto por GZOVSKII (1972). Dicho autor parte de tres principios básicos:

- Existe un estado general de equilibrio isostático para la corteza terrestre, considerada en su conjunto.
- La existencia de regiones descompensadas, con tendencia a recuperar el equilibrio isostático.
- Regiones con tendencia a alejarse de la posición de equilibrio.

Según lo expuesto en el primer principio, la representación de diversas regiones de la Tierra, en función de la cota (h) y la potencia cortical (m) establecida por sísmica, ocupa una estrecha franja cuya recta de ajuste calculada por dicho autor,

$h = K m - 6$, establece la relación cota/espesor cortical, para una corteza en equilibrio, con densidades de 2.7-2.8; 3.3-3.4 g/cc para corteza y manto respectivamente.

En función de los dos últimos principios, GZOVSKII (1972) propone una clasificación en dos tipos de regiones: las que se alejan de la posición de equilibrio isostático; las que tienden hacia él. En el primer caso la subsidencia va acompañada de anomalías isostáticas negativas y la elevación de positivas. En el segundo caso sucede lo contrario.

El hecho de utilizar una recta de equilibrio válida en términos generales para la Tierra, no satisface nuestros deseos en buena parte. Lo idóneo sería establecer una recta de equilibrio para la Península Ibérica. Sin embargo, la carencia de datos sísmicos profundos con la abundancia necesaria, obliga a optar por soluciones, si no óptimas, sí al menos aceptables.

La pendiente de la recta (K) debe oscilar, según GZOVSKII (1972), entre 0.15 y 0.20. En nuestra investigación se ha utilizado $K = 0.19935$, calculada suponiendo que un bloque cortical de 30 ± 1 km. de espesor y 0 m. de cota, debe estar en equilibrio.

Para la básica y compleja labor de establecer los bloques, se ha contado con el descrito mapa de anomalías residuales isostáticas que se revela como instrumento de excelente características en esta operación. Los definidos, así como las unidades -

menores existentes en cada uno de ellos son:

- I. Se sitúa en el NW y el centro de la anomalía a que da lugar, podemos establecerlo, con reservas, en la zona de Villagordo de Cabriel. Las reservas nacen de la forma abierta de la anomalía, debida a su posición de borde y a estar situado en la parte terminal de la unidad Ibérica, motivo que hace sospechar un centro más hacia el NW; las pequeñas unidades detectadas en el SE no creemos deban ser individualizadas.
- II. Situado en una posición centro-occidental, puede ser dividido en dos subunidades:
 - II. 1. Genera una anomalía de -33 miligales, centrada en Fuentealbilla-Abengibre, tenemos las mismas reservas que con el bloque 1.
 - II. 2. Origina una anomalía, positiva por referencia al entorno (-15 miligales), con pequeño desarrollo, situada entre los valles del Júcar y el Cabriel y con centro al NW de Cofrentes.
- III. Bloque situado al S del Río Júcar que genera una anomalía asimétrica centrada en la Sierra del Boqueron.
- IV. Bloque situado en el área limitada por el polígono Requera-Cofrentes-Buñol-Bugarra, que puede subdividirse en tres

unidades:

- IV. 1. Unidad N, dá lugar a una anomalía asimétrica de -29 miligales con centro al N de Requena.
 - IV. 2. Pequeña unidad centrada al N de Cofrentes.
 - IV. 3. Unidad que dá lugar a una anomalía alargada de pequeña extensión, centrada en la Sierra de Martés, - con un valor de - 3 miligales.
- V. Situado en el centro-sur del área investigada, puede ser - descompuesta en tres unidades:
- V. 1. Centrada al S de Dos Aguas, la anomalía es positiva (+ 1 miligal).
 - V. 2. Bien definida en el entorno de Cofrentes.
 - V. 3. Situado al E de Ayora, con anomalía distorsionada en sentido N-S, su valor es de -23 miligales.
- VI. Bloque NE centrado sobre la costa, al N de Valencia, generando una anomalía positiva de + 33 miligales.
- VII. Bloque centro-oriental, situado con sentido E-W sobre la zona de la Albufera, con una anomalía de + 17 miligales.

VIII. Bloque S. E. que genera una anomalía de + 33 miligales, -
centrada aproximadamente sobre Cullera.

Si los describimos según sus características de anomalía, cota y potencia cortical calculada, tenemos el siguiente cuadro:

BLOQUE CORTICAL	ANOMALIA en mgals.	COTA en m.	POTENCIA CORTICAL en km.	
I	-44	837	37,5	
II	II.1	700	35,5	
	II.2	695	34,5	
III	-16	849	32,6	
IV	IV.1	719	35,-	
	IV.2	695	34,5	
	IV.3	- 3	570	33,-
V	V.1	400	32,-	
	V.2	- 8	433	33,-
	V.3	-22	900	33,-
VI	+32	19	28,-	
VII	+18	8	29,8	
VIII	+32	20	27,2	

De su representación en función de la cota y espesor de corteza, Fig. 28, y la posterior comparación con la recta de equilibrio anteriormente citada, deducimos el tipo de movimiento - que debería producirse en el caso de que otro tipo de esfuerzos no lo perturbase.

En una descripción pormenorizada podemos observar que las unidades I, II.1, II.2, IV.1, IV.2 y IV.3, se sitúan en el subespacio negativo de la representación, siendo sus anomalías - también negativas. Según lo expuesto por GZOVSKII (1972), la tendencia de movimiento es a ascender 700, 400, 200, 300, 200 y 0 m. respectivamente, buscado la posición de equilibrio. El grupo constituye lo que venimos denominando unidad Ibérica y sus características morfológicas apuntan también en sentido de un ascenso para el conjunto.

En los bloques VI, VII y VIII, la tendencia es a subsidir, con desplazamientos de 600, 100 y 800 m. respectivamente para alcanzar la posición de equilibrio. Por otra parte el fenómeno de subsidencia Pliocuaternario en ésta zona, es comunmente - aceptado, BRINKMANN (1931) que señala el doble proceso de hundimiento costero y levantamiento del entorno, ARANEGUI (1954), BOUCART (1962), ALIA (1972) y otros. GOY y ZAZO (1975) y GOY (1977) definen un proceso de subsidencia rápido a lo largo del Pleistoceno, con eje de máximo hundimiento sobre la Albufera y una atenuación del fenómeno, con pulsaciones positivas incluso, a lo largo del Holoceno, siendo más in-

tenso el hundimiento al N y S de la Albufera. Evidentemente, - el bloque VII (La Albufera) está muy próximo a su posición de equilibrio (-100 m.), siendo por tanto concebible en el modelo de movimiento una fuerte atenuación para esta unidad en el H_o loceno, mayor en cualquier caso que la sufrida por los bloques VI y VIII. Sin embargo, la velocidad de aproximación al punto de equilibrio para el bloque VII, debe haber sido superior a lo largo del Pleistoceno, justificando así la mayor acumulación de sedimentos durante ese período. Nuevamente las tendencias de movimiento y los producidos realmente coinciden. No es, por tanto, irreal suponer para la zona una tectónica de tipo destensivo.

El bloque V consta de tres unidades de comportamiento distinto. La V1, que prácticamente se encuentra en equilibrio, la V2 cuya tendencia es elevarse, 150 m. para alcanzar dicho equilibrio y la V3 que tiende a moverse en sentido contrario al de acercamiento a la posición de equilibrio isostático, pudiendo deducirse por tanto que sobre el actúan otro tipo de fuerzas. No obstante, y teniendo en cuenta la pequeña extensión de las subunidades, fenómenos como el de la V3 pueden deberse a la propia dinámica de los movimientos isostáticos sin que sea preciso el concurso de fuerzas externas al modelo distensivo de la región.

Por último, el bloque III tiende a moverse con sentido de alejarse de la posición de equilibrio. Créemos se debe a un fenóme-

no similar al descrito para V3, si bien la posición aislada y de borde para esta unidad no nos permite asegurarlo.

En conjunto la región podemos situarla en una zona sometida, por lo menos desde el Pleistoceno, a una tectónica de tipo distensivo y próxima a la posición de equilibrio. Es importante señalar finalmente la presencia de epicentros en las zonas limítrofes de bloques con distinta tendencia o incluso con distinto régimen de movimiento dentro de la misma tendencia.

V. RESUMEN Y CONCLUSIONES

V. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Las investigaciones que exponemos en la presente memoria, se han desarrollado en el extremo suroriental de la Cordillera Ibérica, con los siguientes objetivos:

- Definir unidades estructurales en la cobertera.
- Establecer el nivel de participación en el estilo tectónico de las capas de despegue, Keuper-Muschelkalk.
- Determinar en el basamento, unidades estructurales mayores y bandas regionales de debilidad.
- Definir modelos para la corteza y manto subcortical.
- Estudiar la posibilidad de movimientos en la vertical, como consecuencia de ajustes isostáticos.

La metodología utilizada se basa, fundamentalmente, en la obtención, observación y estudio sistemático de las anomalías gravimétricas, a partir de un levantamiento con 407 puntos de lectura -uno cada 4.5 km.- y de forma complementaria, en la obtención y observación de anomalías del campo magnético -componente vertical- para la misma zona.

El propio desarrollo metodológico nos obliga a desglosar la investigación en tres líneas de trabajo que respectivamente se refieren a:

- Estructuración de los niveles superiores de la corteza. Agru-
pamos bajo esta denominación los niveles estructurales clási-
camente definidos para la Cordillera Ibérica, cobertera, capa
de despegue y basamento subyacente, con su tegumento Per-
motriásico (Buntsandstein).
- Conjunto corteza-manto subcortical.
- Efectos relacionados con la Isostasia.

Es lógico, por tanto, que sigamos dicha ordenación para describir los resultados finales alcanzados.

Estructuración de los niveles superiores de la corteza

Desde los estudios por nosotros realizados, podemos concluir - que en esta región y para los referidos niveles más altos de la corteza, se establecen en la horizontal cuatro compartimientos o unidades estructurales, así como una serie de bandas y surcos con desarrollo regional, esquema de la Fig. 29. Estas unidades puestas de manifiesto por los métodos geofísicos utilizados, -- coinciden fundamentalmente con las que se han venido definiendo, si bien con menor continuidad, por los estudios geológicos anteriores. Este hecho constituye, por tanto, un importante aval re-
cíproco para ambas investigaciones realizadas.

- La "Unidad de las Sierras al norte de la banda Utiel-Alberique" pone de manifiesto una importante disarmonía tectónica,

al coincidir dentro de ella las anomalías residuales de Bouguer positivas con sinclinales y las negativas con anticlinales, ver mapa de anomalías residuales de Bouguer. Este es el caso del sinclinal de la Atalaya, del anticlinal/sinclinal en que se resuelve la Sierra de Juan Navarro al sureste de la Fosa de Requena y del anticlinal de Bugarra. La configuración citada implica, a nivel de capa de despegue, engrosamiento y adelgazamientos para sinclinales y anticlinales respectivamente, así como una tectónica epidérmica con pliegues de cobertera. El conjunto está limitado para la zona de estudio por una fractura NW-SE y otra NE-SW.

- "La unidad de las Muelas" no hace corresponder anomalías residuales de Bouguer, con deformaciones a nivel de cobertera, asimilándose, lógicamente, dichas anomalías con fenómenos composicionales o con estructuras en "horst" o fosa a nivel de basamento en la etapa de sedimentación. El estilo tectónico es, por tanto, de revestimiento y la capa de despegue está en general laminada o con acumulaciones en los bordes y estructuras específicas. Constituye para el conjunto el núcleo más estable desde los tiempos alpinos.
- "La Unidad de la Costa" está caracterizada por la fracturación que propicia el hundimiento progresivo en bloques hacia el mar. La fracturación dominante por nosotros detectada tiene dirección NW-SE y se manifiesta según dos bandas que pasan respectivamente por Alginet y Valencia-Albufera. Asimismo

mo y con menor desarrollo localizamos fracturas NE-SW que cuarteán el conjunto: norte de Ribarroja, la Albufera, Cullera. En las áreas de Betera, la Albufera, Buñol, Alberique y Cullera, véase mapa de anomalías residuales de Bouguer, - detectamos fosas que en los dos primeros casos están rellenas de materiales Neógenos y en los tres restantes contienen además importantes acumulaciones de materiales Triásicos menos densos. Dicha deducción deriva de la posición de las anomalías residuales de Bouguer, con respecto a los materiales Mesozoicos.

- "La Unidad de la Meseta" se caracteriza, según nuestro estudio, por dos importantes estructuras, el anticlinal del Júcar, con dirección E-W que finalmente gira a W.SW-E.NE y la fosa tectónica de dirección NE-SW detectada bajo los sedimentos neógenos, que constituye la prolongación hacia el SW de la fosa de Requena. Los datos de que disponemos no dan pie para hablar del estilo tectónico en la unidad, sin embargo sí establecen una diferencia de comportamiento tectónico con las unidades adyacentes.
- La "Banda estructural Utiel-Alberique" se desarrolla según una estrecha franja con forma sigmoidal, desde el extremo NW hasta el SE, incidiendo tanto en la cobertera como en el Basamento -anomalías residuales de Bouguer, anomalías magnéticas-. Las lineaciones positivas, ligadas a anticlinales, varían desde direcciones NW-SE a E-W en la rama ini-

cial, recuperando nuevamente la dirección NW-SE en su parte terminal. Las discontinuidades, ligadas a fracturas, se -- manifiestan según las familias NW-SE, E-W y NE-SW con -- distinto grado de representatividad a lo largo de la unidad. Es interesante destacar que la parte de la banda con dirección E-W se corresponde con la "Banda Estructural de Toledo", ALIA (1972), con el emplazamiento en la región de la "Zona Fallada SudIbérica", VIALARD (1979) y constituye el límite entre las por nosotros definidas "Unidad de las Sierras al Nor_{te} de la banda Utiel-Alberique" y "Unidad de las Muelas" con características tectónicas diferentes.

- "Surco Cofrentes-Ayora", constituído por una depresión que, limitada por fracturas de dirección N-S y con estructura anti_{clinal}, se extiende entre las citadas poblaciones. No obstante, nosotros podemos afirmar que existe una prolongación de la estructura hacia el norte, aproximadamente hasta la Fosa de Requena, en base a la prolongación en dicho sentido de las -- anomalías residuales de Bouguer. Desde nuestra investiga-- ción, definimos tres áreas con una mayor acumulación de -- materiales menos densos del conjunto Muschelkalk-Keuper, para la unidad. La primera se localiza al norte de Cofrentes y la dirección de desarrollo es N.NW - S.SE; la segunda se -- localiza en la zona de Jarafuel, con menor extensión y desa-- rrollo según NW-SE; la tercera se encuentra en la región de Ayora. El basamento, lógicamente hundido en esta fosa, está a su vez más deprimido a lo largo de la zona axial de la mis-

ma -anomalía magnética negativa emplazada en tal sentido-
existiendo por tanto una importante disarmonía entre dicho -
basamento y la cobertera con estructura anticlinal.

Conjunto corteza- manto subcortical

Las investigaciones realizadas permiten estudiar el conjunto -
corteza-manto subcortical, tanto para su desarrollo en la hori-
zontal como para la estructuración en profundidad. Los datos -
estratigráficos, sedimentológicos y estructurales, sobre los que
el desarrollo lateral de la corteza tiene una notable influencia,
nos proporciona la posibilidad de una mayor precisión para defi-
nir las características y evolución en sentido horizontal del con-
junto. Por lo que respecta a la estructuración en profundidad,
no podemos pasar de exponer los posibles modelos coherentes -
con la distribución de anomalías regionales de Bouguer y con los
escasos datos petrológicos o sísmicos de que disponemos.

Variaciones de la corteza en sentido horizontal

Las variaciones de la corteza en sentido horizontal, dentro de -
la zona investigada, nos conducen a la definición de tres unida-
des corticales mayores y de cinco bandas de discontinuidad, tan-
bién con desarrollo cortical, esquema de la Fig. 30 y mapas de
anomalías regionales de Bouguer y residual Isostático.

- "Unidad Mediterránea", también citada como "Unidad de la Costa". La configuración de anomalías puede justificarse por un rápido adelgazamiento cortical hacia el este, asociado con fracturas.
- "Unidad Ibérica". A partir de la distribución de anomalías de Bouguer, deducimos un importante engrosamiento cortical hacia el NW.
- "Unidad Intermedia". Las anomalías definen, en conjunto, una zona con espesor cortical estabilizado, entre los fuertes gradientes que afectan a las unidades adyacentes. No obstante, existen adelgazamientos locales y dislocaciones E-W, NE-SW y N-S que aumentan su complejidad.
- Las grandes bandas de discontinuidad, deducidas desde los mapas anteriormente citados, pertenecen a cinco familias que sin embargo se manifiestan con distinto grado de intensidad. Las bandas definidas con mayor nitidez son la E-W y las NW-SE, NE-SW. La primera, E-W, situada a lo largo de la zona central, coincide con la "Banda estructural de Toledo" anteriormente citada. Las segundas, NW-SE, se sitúan sobre la zona de Valencia-La Albufera, probablemente es la "Falla Hespérica" de CAPOTE (1978), sobre el punto de coincidencia de varias fracturas corticales que es Cofrentes y combinada con las submeridianas o quizá con las NE-SW, produce las subparalelas a la costa de alcance cortical. Las NE-SW,

que juegan un importante papel en la evolución de la Cordillera Ibérica, se desarrollan en la región por nosotros investigada sobre Cofrentes y en el límite de la "Unidad Ibérica" anteriormente definida. Sobre Cofrentes incide, además, una banda de fracturación con dirección W.SW-E.NE.

La red establecida por las franjas de fracturación definidas, compartimenta la región investigada en una serie de unidades corticales más locales que denominamos bloques, en cierta forma independientes. La incidencia de discontinuidades posee especial interés en las zonas de la Albufera y Cofrentes. En el primer lugar, coinciden la discontinuidad E-W y la NW-SE que identificábamos como la "Falla Hespérica". En Cofrentes convergen cuatro bandas de fracturación que justifican la forma anómala del lugar y la existencia de manifestaciones volcánicas de tipo basalto-alcalino.

La estructuración que hemos definido para el conjunto cortical, juega un papel condicionante de primer orden en el desarrollo de la supraestructura, niveles superiores de la corteza que citamos en el principio del presente capítulo.

Estructuración en profundidad del conjunto corteza-manto subcortical

En análisis bidimensional, efectuado sobre perfiles representativos del mapa de tendencias regionales de anomalías de Bouguer,

Fig. 17, permite al autor, proponer posibles modelos de estructura cortical en profundidad, coherentes con los datos estructurales, petrológicos, estratigráficos y geofísicos, conocidos para la región. La unidad cortical supuesta para dichos modelos experimenta un fuerte adelgazamiento hacia el Mediterráneo, Figs. 26-27, y puede subdividirse en los tres niveles siguientes:

- Nivel Sedimentario. - Se desarrolla entre la superficie y el basamento para tiempos alpinos, con espesores que oscilan entre 700-2500 m. aproximadamente. El grueso del nivel lo constituyen los materiales deformados, fundamentalmente carbonatados, de la cobertera Jurásico-Cretácica. En la base, con espesores muy variables, se sitúan los materiales margo yesíferos, Keuper-Muschelkal, de la capa de despegue y en el techo, de forma discontinua, los sedimentos Terciario-Cuaternarios que rellenan fosas y depresiones, sin llegar a alcanzar generalmente espesores significativos. La densidad especificada en el Apéndice A es 2.55 g/cc.

- Nivel de Corteza Superior. - Con una composición de conjunto que comunmente se acepta como intermedia entre granodiorita y cuarzodiorita. En líneas generales, existe en ella un límite impreciso que sitúa por encima los materiales hercínicos ya descritos, con potencias máximas de 3.000-4.000 metros y por debajo el basamento para aquellos tiempos. La densidad asignada es 2.72 g/cc.

- Nivel de Corteza Inferior. - Nivel de granulitas para el que se atribuyen V_p entre 6.4 y 7.7. km./sg., PAYO y RUIZ DE LA PARTE (1977), ANSORGE et.al. (1977), BANDA et.al. (1979). La densidad media utilizada para el conjunto es de 2.92 g/cc.

El manto tiene ciertas peculiaridades que no por esperadas pierden su importancia. Nos referimos al nivel claramente diferenciado en el techo del manto superior, densidad intermedia entre corteza y manto, que penetra bajo la Península unos 50 kms. Efectivamente, considerando el proceso de rifting que desde el Mioceno Inferior sufre la adyacente Cuenca de Valencia, el desarrollo que lateralmente puede experimentar una zona de manto anómalo en la evolución de un rift continental, fosa del Rhin según ILLIES (1979) y la definición de un "warm upper mantle" en el proceso de rifting de la Cuenca Valenciana, VEGAS et.al. (1979), no puede sorprendernos la existencia de dicho nivel. Sin embargo, podríamos suponer también que fuera un resto, con composición de tipo gabroide, de la pluma de manto emplazada en la zona Valencia-Castellón para tiempos Triásicos, ALVARO et.al. (1979) o una combinación de ambos efectos.

De los dos grandes tipos de composición propuestos por RINGWOOD (1969) para el manto superior normal, optamos, al menos en sus términos superiores, por la forma peridotita-olivino, piroxenos, espinela- en base a la extrapolación realizada desde la composición de enclaves en vulcanismos Pliocuaternarios, SA--

GREDO (1972) en el NW de Cartagena y ANCOECHEA (1979) en Campos de Calatrava. En el vulcanismo más próximo a la zona, alcalino de Columbretes, VIDAL (1972) y alcalino de Cofrentes, SAN MIGUEL (1936) no se describen inclusiones de rocas ultramáficas. La densidad utilizada es 3.32 g/cc.

Efectos debidos a la compensación Isostática

La distribución de anomalías Isostáticas, revela el estado de equilibrio para la corteza en diferentes áreas y permite, a partir de su representación, extrapolar una historia reciente y unas posibles tendencias futuras hacia movimientos compensatorios. Los mapas de anomalías Isostáticas, por tanto, son elementos colaboradores de suma utilidad a la hora de estudiar los movimientos "jóvenes" -Neógeno, Cuaternario- y recientes -Holoceno-, así como de presuponer probables formas de evolución en un futuro próximo.

En el cálculo de los mapas de dichas anomalías, hemos optado por la hipótesis de Airy para una corteza media de 30 ± 1 km. El hecho de considerar dicha hipótesis y conscientes de los condicionamientos a que sometemos todo el desarrollo posterior, se debe a que es la más adaptada, para los supuestos geológicos y físicos generalmente aceptados, en interpretaciones de nivel cortical.

De los dos efectos que se superponen en la composición de las anomalías, tendencias regionales-anomalías residuales, el pri-

mero trasciende del restringido ámbito en que nos movemos, - afectando a grandes unidades geotectónicas. Es el segundo efecto el que nos proporciona la mayor parte de la información sobre la región estudiada.

Las tres unidades mayores corticales que hemos definido con anterioridad poseen distinto tipo de tendencia regional Isostática. Por una parte, la "Unidad Ibérica" está afectada por la acción negativa que provoca en su conjunto la Cordillera Ibérica. Por otra parte, la "Unidad Mediterránea" se encuentra bajo el efecto positivo generado por el Mediterráneo. Sobre la "Unidad Intermedia" se combinan, probablemente, ambas influencias confiriendo a la unidad, desde este punto de vista, un aspecto característico y transicional.

Las unidades mayores que se dividen a su vez según los ocho bloques corticales citados con anterioridad, son nuevamente fragmentados, al individualizar sub-bloques en torno a anomalías residuales; esquema de la Fig. 31, mapa de anomalías residuales Isostáticas y cuadro adjunto. La extensión superficial media de los bloques es aproximadamente de 500 km², no alcanzando, por tanto, ni ellos ni las unidades menores la superficie mínima requerida para lograr la posición de equilibrio isostático.

BLOQUE CORTICAL	ANOMALIA en mgals.	COTA en m.	POTENCIA CORTICAL en Km.
I	- 44	837	37,5
II	II.1	700	35,5
	II.2	695	34,5
III	- 16	849	32,6
IV	IV.1	719	35,-
	IV.2	695	34,5
	IV.3	570	33,-
V	V.1	400	32,-
	V.2	433	33,-
	V.3	900	33,-
VI	+ 32	19	28,-
VII	+ 18	8	29,8
VIII	+ 32	20	27,2

Para establecer la posición de equilibrio, se ha utilizado la recta definida por GZOVSKII (1972), con una pendiente en nuestra investigación de 0.19935. Como anteriormente se ha expresado, esta solución no nos satisface plenamente. Sin embargo, la carencia de datos sísmicos, con la abundancia necesaria para establecer la ecuación de equilibrio en la Península Ibérica, nos obliga a optar por soluciones si no óptimas, sí al menos aceptables.

Los bloques y sub-bloques I, II.1, II.2, IV.1, IV.2 y IV.3, se sitúan en el subespacio negativo de la representación, Fig. 28, siendo sus anomalías también negativas. La tendencia de movimiento en conjunto, siempre que algún esfuerzo tectónico no la perturbe, es en el sentido de ascender -700, 400, 200, 300, 200 y 0 m. respectivamente- si bien, salvo la primera unidad, todas están muy próximas a la posición de equilibrio. Por otra parte, el grupo constituye la "Unidad Ibérica" y las características morfológicas, con fuerte encajamiento de la red fluvial para dicha región, confirman que se está produciendo dicho movimiento desde el Pleistoceno.

La tendencia de los bloques VI, VII y VIII, es a subsidir -600, 100 y 800 m. respectivamente- para lograr una posición de equilibrio que por otra parte el bloque VII prácticamente ha alcanzado. A partir de datos geológicos, GOY y ZAZO (1975), así como GOY (1977) confirman dicho movimiento pero lo matizan. Existe, según ellos, un proceso de subsidencia rápida desde el Pleistoceno, con eje máximo en la zona de la Albufera y una atenuación del fenómeno en el Holoceno que fundamentalmente afecta a la misma región de la Albufera, donde incluso se manifiestan pulsaciones positivas.

Es evidente que para alcanzar una situación de conjunto en la que el bloque central, bloque VII o región de la Albufera, difiera tan claramente del resto, dicho bloque debe estar sometido a un régimen de movimiento más rápido dentro de una tenden-

cia general a subsidir. Posteriormente, el proceso se invierte dada la mayor proximidad que el bloque central había alcanzado ya con respecto a su posición de equilibrio, aunque continua ba la tendencia generalizada al hundimiento de todo el conjunto. La primera fase, según los datos geológicos citados, se produce a lo largo del Pleistoceno y la segunda en el Holoceno.

El bloque V define en conjunto un área muy próxima a su posición de equilibrio. Es interesante señalar que a nivel de cobertura coincide aproximadamente con la "Unidad de las Muelas", ya definida anteriormente como la zona más estable.

Sobre el bloque III, no podemos pronunciarnos con fiabilidad, - debido a su posición de borde.

No es irreal suponer, por tanto, que la totalidad de la región se encuentra dentro de un área sometida a tectónica de tipo distensivo, al menos desde el Pleistoceno. El hecho de que las tendencias de movimiento definidas para recuperar el equilibrio isostático se confirmen como movimientos reales detectados por los estudios geológicos, incluso siendo diametralmente opuestas, - creémos que constituye un firme aval para dicha suposición.

Todo lo anteriormente expuesto, conduce a las siguientes conclusiones generales:

CONCLUSIONES GENERALES

- Las unidades que compartimentan los niveles superiores de la corteza, definidas a partir de datos geofísicos, coinciden fundamentalmente con las deducidas desde datos geológicos, lo cual constituye un importante aval recíproco para ambas investigaciones.
- La corteza en su parte superior está dividida en cuatro compartimientos o unidades que denominamos: "Unidad al norte de la banda estructural Utiel-Alberique"; "Unidad de las Muelas"; "Unidad de la Costa"; "Unidad de la Meseta".
- Se han definido además bandas o surcos estructurales que en su mayor parte coinciden con los límites entre los compartimientos anteriormente citados. Son éstas la "Banda estructural Utiel-Alberique" y el "Surco Ayora-Cofrentes".
- Las cuatro unidades presentan las siguientes características diferenciales:
 - . La "Unidad al norte de la banda estructural Utiel-Alberique" tiene un estilo tectónico epidérmico, con pliegues de cobertera. La capa de despegue aumenta su espesor bajo sinclinales y se adelgaza en los anticlinales.
 - . El bloque más estable desde tiempos alpinos es la "Unidad de las Muelas". Tiene un estilo tectónico, en conjunto, de revesti-

miento. La capa de despegue está laminada, con acumulaciones en los bordes.

- . La "Unidad de la Costa" se caracteriza por la fracturación, - NW-SE, con más desarrollo, y NE-SW, que propician el hundimiento progresivo hacia el mar.
- . En la "Unidad de la Meseta", no podemos definirnos en cuanto a su estilo tectónico desde nuestros datos; sin embargo, sí podemos afirmar que se diferencia del comportamiento tectónico - mostrado por las unidades adyacentes.

- Los surcos y bandas que se sitúan en los límites de las unidades definidas, contornean fundamentalmente a la unidad más estable, "Unidad de la Meseta". Tienen las siguientes características diferenciadoras:

- . La "Banda estructural Utiel-Alberique" afecta a la cobertera y basamento, adoptando las estructuras forma sigmoidal. En su tramo E-W, coincide con una importante discontinuidad cortical definida por otros autores, ALIA (1972).
- . El "Surco Cofrentes-Ayora" está constituido por la Fosa Cofrentes-Ayora y su prolongación hacia el norte, hasta la Fosa de Requena. Existe en él una importante disarmonía entre el basamento y la cobertera.

- Las variaciones laterales del conjunto cortical nos permiten definir tres unidades mayores para la corteza que denominamos: "Unidad Me

diterránea"; "Unidad Ibérica" y "Unidad Intermedia".

- Se definen además grandes bandas de fracturación con desarrollo cortical que compartimentan la región en unidades más locales o bloques.
- Las unidades mayores tienen las siguientes características diferenciadoras:
 - . La "Unidad Mediterránea" con un rápido adelgazamiento cortical hacia el E, mar Mediterráneo.
 - . La "Unidad Ibérica" con un engrosamiento de su espesor cortical hacia el NW, dirección de desarrollo de la Cordillera Ibérica.
 - . La "Unidad Intermedia", definida por una zona de espesor cortical estabilizado, con adelgazamientos y dislocaciones locales.
- Las grandes bandas de fracturación cortical pertenecen fundamentalmente a las familias E-W, NW-SE y NE-SW y con representación menor a las submeridianas y las W. SW-E. NE.
- Existen dos zonas de debilidad sobre las que inciden varias de las grandes bandas de fracturación citadas. Dichas zonas son:
 - . Area de Cofrentes, sobre la que confluyen las E-W, NW-SE, NE-SW y W. SW-E. NE, que justifican la forma anómala del lugar y la existencia de un vulcanismo basalto-alcalino.

. Area de la Albufera, donde confluyen la banda NW-SE que suponemos es la "Falla Hespérica" de CAPOTE (1978), con la E-W que coincide con la "Banda estructural de Toledo" de ALIA (1972).

- Al considerar la estructuración en profundidad de la corteza, definimos para ella un posible modelo con fuerte adelgazamiento hacia el Mediterráneo que se manifiesta de forma brusca a unos 50-55 km. de la línea de costa, en el interior de la Península.

- El modelo considera tres niveles de corteza y dos en el manto subcortical:

- . Nivel sedimentario, con espesores que varían entre los 700 m. , umbral o de la costa, y los 2500 m.
- . El nivel de corteza superior, con composición que generalmente se acepta como media entre cuarzodiorita y granodiorita, tiene un espesor aproximado que varía entre los 16 km. en el oeste y los 15 km. en el este.
- . El nivel de corteza inferior, con composición granulítica, tiene una potencia que varía entre los 20 km. del oeste y los 12 km. del este. En su zona central se pone de manifiesto un brusco - adelgazamiento.
- . Nivel de manto anómalo, con densidad intermedia entre la corteza y el manto, que penetra unos 50 km. bajo la Península Ibérica. Puede constituir la prolongación lateral del "warm upper

mantle" definido por VEGAS et. al (1979) para la Cuenca Valenciana, un resto de tipo gabroide de la pluma de manto definida en la zona por ALVARO et. al. (1979), o una combinación de - ambos efectos.

- . Manto superior normal que suponemos con composición peridotítica -olivino, piroxeno, espinela- en base a lo definido por SAGREDO (1972) y ANCOECHEA (1979) para los enclaves del vulcanismo del NW de Cartagena y Campos de Calatrava, respectivamente.
- Al considerar los efectos debidos a compensación Isostática, distinguimos tres unidades corticales, de comportamiento diferente entre sí. Dichas unidades coinciden con las ya citadas "Unidad Ibérica", "Unidad Mediterránea" y "Unidad Intermedia".
- Las características que las diferencian, bajo este punto de vista son:
 - . La "Unidad Ibérica" está afectada por el efecto negativo que produce la Cordillera Ibérica; su tendencia de movimiento, si otras fuerzas no la perturban, es a ascender. La geología con firma que se está produciendo dicho movimiento al menos desde el Pleistoceno.
 - . La "Unidad Mediterránea" está afectada por el efecto positivo que provoca el Mediterráneo. Su tendencia de movimiento es a subsidir. Igualmente la geología confirma la existencia real de dicho movimiento al menos desde el Pleistoceno.

La "Unidad Intermedia" está muy próxima a su posición de equilibrio. Es la unidad más estable con respecto a los movimientos Isostáticos. Geológicamente es la más estable desde tiempos alpinos.

- Las unidades mayores se subdividen a su vez, bloques y sub-bloques, como consecuencia de las bandas de discontinuidad a escala cortical que las atraviesan y de la individualización de anomalías residuales Isostáticas.
- Las tendencias de movimiento en cada subdivisión son diferentes, si bien siguen la pauta general marcada por la unidad mayor en que se inscriben.
- La zona de Cofrentes se significa de forma especial, pues confluyen en ella cinco unidades menores con distinto régimen de movimiento.
- El hecho de que las tendencias de movimiento definidas coincidan con movimientos reales determinados por geología, incluso en los casos de tendencias diametralmente opuestas, nos hace suponer para la región, una tectónica de tipo distensivo, al menos desde el Pleistoceno.

VI. BIBLIOGRAFIA

- ALIA, M. (1972). - Evolución post-hercynienne dans les regions centrales de la Meseta espagnole. 24th. IGC, Sect. 3., pp. 265-272., 3 figs. (Canadá, 1972).
- ALIA, M. (1976). - Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña. Estudios Geol., 32, pp. 229-238.
- ALVARO, M. (1975). - Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y Cordillera Ibérica). Est. Geol. 31: pp. 241-247.
- ALVARO, M., GARCIA ARGUESO, J. M., ELIZAGA, E. (1975). - La estructura del Borde Prebético en la zona de Alcaraz (Provincia de Albacete, España). Bol. Geol. y Min. T. LXXXVI-V, pp. 467-477.
- ALVARO, M., CAPOTE, R., VEGAS, R. (1978). - Un modelo de Evolución Geotectónica para la Cadena Celtibérica. Tomo Homenaje al Prof. Solé Sabaris, Barcelona.
- ANCOECHEA, E. (1979). - Comunicación personal.
- ANDRIEUX, J., FONTBOTE, J. M., MATTAUER, M. (1971). - Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. Earth and Planetary Sci. Letters, v. 12, nº 2, pp. 191-198.
- ANSORGE, J., BANDA, E., MULLER, St., UDIAS, A., MEZCUA, J. (1977). - Estructura de la Corteza Terrestre en el Sureste de España, deducida a partir de Perfiles Sísmicos. Comisión Española del Proyecto Geodinámico. Perfiles Sísmicos Profundos en España (1974-1975). Agustín Udias. pp. 83-93. Madrid.
- ARANEGUI, P. (1954). - Las costas arqueadas españolas. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. t. homen. E. Hernández-Pacheco, pp. Madrid.
- ARAÑA, V., VEGAS, R. (1974). - Plate tectonic and volcanism in the Gibraltar arc. Tectonophysics, 24, pp. 197-212.
- ARTHAUD, F., MATTE, Ph. (1975). - Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics, 25, pp. 139-171.
- ASSENS, J., RAMIRES DEL POZO, J., GIANNINI, G. (1973). - Hoja nº 26-28 (Venta del Moro). Mapa Geol. Esp. esc. 1:50.000, I. G. M. E.

- ASSENS, J., RAMIREZ DEL POZO, J., GIANNINI, G. (1973). - Hoja nº 27-28 (Requena). Mapa Geol. Esp. esc. 1:50.000, I. G. M. E.
- ASSENS, J., RAMIREZ DEL POZO, J., GIANNINI, G., RIBA, O., VILLENENA, J. (1973). - Hoja nº 27-27 (Chulilla). Mapa Geol. Esp. esc. 1:50.000, I. G. M. E.
- ASSENS, J., RAMIREZ DEL POZO, J., GIANNINI, G., RIBA, O., VILLENENA, J. (1973). - Hoja nº 26-27 (Utiel). Mapa Geol. Esp. esc. 1:50.000, I. G. M. E.
- ASSOCIATION INTERNATIONALE DE GEODESIE. (1968). - Geodetic Reference System 1967. Publication Spéciale du Bulletin Géodésique. Bureau Central de l'Association Internationale de Géodesie - Lucerna.
- AUZENDE, J. M., OLIVET, J. L. (1974). - Structure of the Western Mediterranean Basin. The Geology of Continental Margins. Ed. BURK and DRAKE. Berlin-Heidelberg-New York. pp. 723-725.
- BANDA, E., ANSORGE, J., BOLOIX, M., MUELLER, St., UDIAS, A. (1979). - Seismic Crustal Studies in the Betic Cordillera and the Balearic Islands. E.O.S. vol. 60, nº 32, agosto; E.G.S. Meeting; Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas II.
- BARANOV, V. (1953). - Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol. Geoph. Prosp. I-3, pp. 171-191.
- BIJU-DUVAL, J., LETOUZEY, J., MONTADERT, L., COURRIER, P., MUGNIOT, J. F., SACHO, J. (1974). - Geology of the Mediterranean Sea Basins. The Geology of Continental Margins. Ed. BURK and DRAKE. Berlin-Heidelberg, New York, pp. 695-700.
- BOUCART, J. (1960-62). - La Méditerranée et la révolution du Pliocène. Liv. Men. F. Fallot, t. I. Soc. Geol. Fr. pp. 103-117. Paris.
- BRINKMANN, R. (1931). - Betikum und Keltiberikum in Südspanien. Beitr. Geol. westl. Mediterr., Berlin, nº 6. (Trad. esp. 1948. Publ. extr. sobre Geol. Esp., t. IV, pp. 305-434, 32 fig., 4 pl., mapa 1/250.000).
- BRINKMANN, R., GALLWITZ, H. (1933). - Der Betische aussenrand in Südost Spanien. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.- Phys. Kl., 3 ser. nº 8. pp. 1187-1281.

- BULLARD, E. C. (1936). - Gravity Measurements in East Africa. Phil. Trans. Roy. Soc. vol. 235 A, pp. 445-531. London.
- BULARD, P. F., CANEROT, J., GAUTIER, F., VIALARD, P. (1971). - Le Jurassique de la partie orientale des chaînes ibériques. In I^r Coll. Estr. Paleogeogr. Jurásico de España, Vitoria 1970, Cuad. Geol. Ibérica, nº 2, pp. 333-344, 1 fig.
- CADAVID, S. (1977). - Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y principales accidentes de posible alcance cortical. Bol. Geol. y Min. T.LXXXVIII-VI, pp. 561-566.
- CADAVID, S. (1977). - Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama. Bol. Geol. y Min. T. LXXXVIII-VI - Año 1977, pp. 494-496.
- CADAVID, S., CARBO, A., ROSALES, F., BERGAMIN, J. F. (1979). - Investigación gravimétrica en la submeseta sur de la Península Ibérica. III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid.
- CANEROT, J. (1974). - Recherches Géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). Thèse Sciences Toulouse, ENADIMSA, Trabajos de Tesis, 520 pp., 121 figs., XXXVIII Pl., X tabl., map. geol. a esc. 1/200.000, 1 pl. de cortes seriados.
- CAPOTE, R. (1978). - Tectónica española. Sem. sobre criterios sísmicos para instalaciones nucleares y obras públicas. Asoc. Esp. de Ing. Sísmica. Madrid.
- CAPOTE, R., CARRO, S. (1970). - Contribución al conocimiento de la región del NE. de la Sierra de Altomira (Guadalajara). Est. Geol. vol. XXVI, pp. 1-15. Inst. "Lucas Mallada", C.S.I.C. (España).
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M. J., (1978). - La Tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. Bol. Geol. y Min. T. LXXXIX-II, pp. 114-122.
- CASTILLO HERRADOR, F. (1974). - Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. B. S. G. F., (7) XVI, nº 6.
- CHAMPETIER, Y. (1972). - Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne). Thèse Sc., Nancy, Sciences de la Terre, Mén. nº 24, 170 pp., 55 fig., 1 tab., 3 pl. h. t.

- DE LA PEÑA, J. A. , MARFIL, R. (1975). - Estudio petrológico del Permiano de la Cordillera Ibérica: Zona de Torre la Hija (NE de Molina de Aragón, Guadalajara). Est. Geod. , vol. XXXI, pp. 513-530, Inst. "Lucas Mallada" C. S. I. C. , España.
- DEMENITSKAYA, R. M. (1967). - Crust and Mantle of the Earth. Nedra, Moscow, pp. 280.
- DEMENITSKAYA, R. M. , BELYAEVSKY, N. A. (1969). - The relation -- between the Earth's Crust, Surface Relief and Gravity Field in the URSS. The Earth's Crust and Upper Mantle, ed. Pembroke J. Hart, Am. Geoph. Union. Washington.
- DEWEY, J. F. , PITMAN III, W. C. , RYAN, W. B. F. , BONNIN, J. (1973). - Plate tectónica and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull. , vol. 84, nº 10, pp. 3137-3180.
- DEWEY, J. F. , BURKE, K. (1974). - Hot Spots and Continental Break-up: Implications for Collisional Orogeny. Geology, 2, 2, pp. 57-60.
- DUPUY DE LOME, E. (1956). - Hoja nº 721 (Cheste). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- DUPUY DE LOME, E. (1960). - Hoja nº 746 (Llombay). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- DUPUY DE LOME, E. , MESEGUER PARDO, J. (1956). - Hoja nº 769 (Navarrés). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- DUPUY DE LOME, E. , SANCHEZ LOZANO, R. (1956). - Hoja nº 768 (Ayora). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- DUPUY DE LOME, E. , TRIGUEROS MOLINA, E. (1957). - Hoja nº 757 (Carcelén). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- DUPUY DE LOME, E. , TRIGUEROS, E. , (1959). - Hoja nº 744 (Casaribañez). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- DUPUY DE LOME, E. , MARIN DE LA BARCENA, A. (1960). - Hoja nº 745 (Jalance). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- ELKINS, Th. (1951). - The second derivative method of gravity interpretation. Geoph. , XVI-I, pp. 29-50.
- FARLQUIST, D. A. (1963). - Seismic Refraction Measurements in the -- Western Mediterranean Sea. Thesis, Massachusetts Institute of Technology. Cambridge, Mass. , pp. 173.

- FAHLQUIST, D. A. , HERSEY, J. B. (1969). - Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea. Bull. Inst. Océanog. v. 67, nº 1386, 52 p.
- FALLOT, P. (1948). - Les Cordillères Bétiques. Estudios Geol. nº 8, pp. 83-172.
- FINETTI, I. , MORELLI, C. (1973). - Geophysical Exploration of the Mediterranean sea. Bull. Geof. teor. appl. XV, 60, pp. 263-342.
- FONOLLA, F. , TALENS, J. (1974). - Hoja a escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional nº 26-26. IGME-Madrid.
- FONTBOTE, J. M. (1954). - Sobre la evolución tectónica de la depresión del Vallés-Penedés. Arrahona (Publ. Museo Sabadell), pp. 37.
- FONTBOTE, J. M. , QUINTERO, I. (1960). - Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaen (Cordillera Subbética). Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, nº 60, pp. 85-90.
- FOURCADE, E. (1970). - Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Ibériques. Thèse de Doctoral Fac. des Sciences de Paris.
- FULLER, B. D. (1967). - Two-Dimensional Frequency Analysis and Design of Grid Operators. Mining Geophysics, Vol. III. The Society of Exploration Geophysicist. Tulsa, Oklahoma.
- GARCIA QUINTANA, A. (1977). - Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y noreste de la provincia de Albacete. Seminarios de Estratigrafía; Dep. Estratigrafía y Geol. Hist. Dep. Geol. Económica.
- GARRIDO, A. , VILLENA, J. (1977). - El Trías Germánico en España. Paleogeografía y estudio secuencial. I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Triásico y Pérmico de España. Cuadernos de Geol. Ibérica, Vol. 4, pp. 37-56.
- GAUTIER, F. (1968). - Sur l'existence et l'âge d'un paleovolcanisme dans le Jurassique sudaragonais (Espagne). C.R. Somm. des Sc. de la Société Geol. de France, fasc. 3, p. 74.
- GOGUEL, J. (1954). - A universal table for the prediction of the lunar-solar corection in gravimetry. Geoph. Prosp. v. 2., suplement, pp. 1-6.

- GOMEZ FERNANDEZ, J. J. , BABIN, R. B. (1973). - Evidencia de tres - generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (C. Ibérica, prov. de Valencia). Est. Geol. vol. XXIX, pp. 381-388. Inst. "Lucas Mallada", C. S. I. C. (España).
- GOMEZ FERNANDEZ, J. J. , TRELLE, A. , PEREZ, P. (1976). - Presencia y edad de vulcanitas en el Jurásico del Norte de Valencia (Cordillera Ibérica, España). Acta Geod. Hisp., Inst. Nac. Geol. C. S. I. C. , XXI, nº 1. pp. 1-8.
- GOY, J. L. (1978). - Estudio geomorfológico del Cuaternario litoral valenciano. Tesis Doctoral (inérita) Fac. de Geología Un. Complutense de Madrid.
- GOY, J. L. , VEGAS, R. , ZAZO, C. (1974). - Hoja nº 29-28 (Valencia). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- GOY, J. L. , ZAZO, C. (1975). - Estudio Morfológico del Cuaternario en el Ovalo de Valencia. Trab. de Neogeno-Cuaternario, nº 1. Madrid.
- GRANT, F. S. , and WEST, G. F. (1965). - Interpretation theory in applied geophysics. Mac Graw-Hill Books Inc. New York.
- GZOVSKII. (1967). - The Geophysical Interpretation of data on young and recent deep-seated tectonic movements. Recent Crustal Movements, coll. nº 1, ed. Gerasimov, Moscow 1963, trd. Garfunkel, ed. Oppenheim, Jerusalem 1967.
- HAMER, S. (1939). - Terrain Corrections for gravimeter stations. - Geoph. , IV-3, pp. 184-209.
- HENDERSON, R. G. (1960). - A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. Geoph. , vol. 25, nº 3, pp. 569-585.
- HENDERSON, R. C. and ZIETZ, I. (1949). - The computation of second - vertical derivatives of geomagnetic fields. Geoph. , vol. 14, nº 4, pp. 508-516.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932). - Síntesis Fisiográfica y Geológica de España. Trab. del Mus. Nac. de Cienc. Nat. de Madrid; Ser. Geol. , núm. 38, pp. 162-166.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932a). Estudio de la región volcánica - central de España. Acad. de Cienc. Exac. Fis y Nat.

- HINZ, K. (1973). - Crustal structure of the Balearic Sea. *Tectonophysics*, 20, pp. 295-302.
- HSU, K. J., RYAN, W. B. F. (1973). - Comments on "the crustal structure of the Balearic Sea" in light of deep-sea drilling in the Mediterranean. *Tectonophysics*, 20, pp. 303-306.
- IANAS, M. and SAVA, C. S. (1975). - A Preliminary Processing of the -- Bouguer Anomaly in Areas of Very Complicated Relief. *Geoph. Prosp.* 23, pp. 93-103.
- INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL (1976). - Mapa gravimétrico de - la Península Ibérica e Islas Baleares. Anomalías de Bouguer Sig tema 1967, escala 1:1.000.000. Instituto Geográfico y Catastral.
- JEREZ, L. (1973). - Geología de la zona Prebética en la trasversal de - Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Tesis Univ. Granada. pp. 750.
- JULIVENT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A., CONDE, L. (1972-74). - Memoria del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I. G. M. E. Madrid.
- KOSSMAT, F. (1921). - Die Mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. *Abh. Sächs. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl.*, 38, 2.
- LA PORTE, M. (1963). - Calcul de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique. *Geoph. Prosp.* vol. XI-3, pp. 276-291.
- LASFARGUES, P. (1966). - Magnetisme en geologie et prospection magnetique au sol. *Manuel de Prospection Geophysique*. Masson y Cía. Paris.
- LEJAY, R. P. (1947). - Developpements Modernes de la Gravimetrie. Ed. Gauthier-Villars. Paris.
- LLOPIS, N. (1947). - Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. *Publ. Inst. "Lucas Mallada", C. S. I. C.*, pp. 364.
- LORENZ, V. (1977). - Tectonism and vulcanicity of the Permo-Carboniferous basin and range province of western Europe. *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 4, pp. 7-10, Dep. Geol. Económica. C. S. I. C., Madrid.

- LORENZ, V. , NICHOLLS, I. A. (1976). - The Permocarboniferous Basin and Range Province of Europe. An application of Plate Tectónica. H. Falke (ed.). The Continental Permian in Central, West, and South Europe, pp. 313-342. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Holland.
- LOZANO CALVO, L (1965). - Métodos y mapas para la reducción isostática de las estaciones de Gravedad. Instituto Geográfico Catastral. Madrid.
- LOTZE, F. (1929). - Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Beit. z. Geol. d. West. Medit. Gebiet., número 3, Abh. d. Gesell. d. Wissens. Z. Göttingen, Math.-Phys. Kl., F., t. XIV, num. 2 - Berlin.
- LOTZE, F., SZDUY, K. (1961). - Das Kambrius Spaniens. Teil I: Stratigraphie Abh.-Akad. Wiss. Lit. Math.-naturw. K., N, 6 (Mainz u. Wiesbaden, 1961).
- MELLENDEZ HEVIA, F. (1971-73). - Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. Tesis Ciencias. Madrid; t. I (1971), texto: 245 p.; t. II (1973): figuras, 80 fig., 24 pl.
- MELLENDEZ HEVIA, F., VILLENNA, J., RAMIREZ DEL POZO, J., PORTERO, J. M., OLIVE, A., ASENSO, J., SANCHEZ SORIA, P., (1974). - Síntesis del Cretácico de la zona sur de la "Rama Castellana" de la Cordillera Ibérica. I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Dep. Paleontología. Univ. Complutense. Madrid.
- MESEGUER PARDO, J. (1957). - Hoja nº 770 (Alcira). - Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I. G. M. E.
- MOLINA BALLESTEROS, S. (1975). - Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trab. - sobre Neogeno-Cuaternario. Sec. de Paleontología de vertebrados y humana, I. L. Mallada, C. S. I. C., pp. 93.
- MONTENAT, C. (1973). - Les formations neogènes et quaternaires du Levant Espagnol (prov. d'Alicante et Murcia). Thesis, Univ. of Paris.
- MORELLI, C., PISANI, M., GANTAR, C. (1975). - Geophysical Anomalies and Tectonica in the Western Mediterranean. Sheets of the Gravi

ty Maps 1:750.000, published by O. G. S. Bol. di Geof. teorica - ed applicata. Vol. XVIII, Trieste.

- MUELAS PEÑA, A., GARCIA VELEZ, A., SOUBRIER GONZALEZ, J., GARCIA RUIZ, L. (1977). - Estudio geológico de una transversal situada en el extremo sureste de la Cordillera Ibérica Liria-Cheste-Llobay. Bol. Geol. y Min. T. LXXXVIII - V. pp. 371-381.
- NAFE, J. E., DRAKE, C. L. (1963). - Physical properties of marine sediments. The Sea, vol. 3, pp. 794-815, ed. Hill, Intescience Publishers, New York-London.
- NAUDY, H. and NEUMAN, R. (1965). - Sur la définition de l'anomalie de Bouguer et ses conséquences pratiques. Geoph. Prosp., XIII-1, pp. I-II.
- NEUMANN, R. (1963). - Contribution au calcul simplifié des corrections de relief à grande distance en gravimétrie. Geoph. Prosp., XI-4 pp. 523-534.
- ORTI CABO, F. (1974). - El Keuper del Levante español. Estudios Geológicos, vol. XXX, pp. 7-46. Instituto "Lucas Mallada" C. S. I. C.
- ORTI, F., SANFELIU, T. (1971). - Estudio del vulcanismo jurásico de Caudiell (Castellón) en relación con procesos de lateritización, condensación y silicificación de la serie calcárea. Inst. de Invest. Geol. de la Diputación Provincial. Univ. de Barcelona, vol. XXVI, pp. 21-34.
- O'LEARY, M., UPPERT, R. H., OWENT, SPITZ (1966). - Fortran IV and map program for computation of trend surfaces for degrees 1 through 6. State Geological Survey. University of Kansas.
- PARGA PONDAL, I. (1935). - Quimismo de las manifestaciones Cenozoicas de la Península Ibérica. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. Geol.), nº 40, pg. 174.
- PARGA, J. R. (1969). - Spatvariszische Bruchsysteme in Hesperischen Massiv. Trad. en trabajos de Lage. Geol. Rdsch. nº 59, 1, pp. 323-336.
- PAUTOT, G., AUZENDE, J. M., OLIVET, J. L. (1972). - Valencia basin. In: Ryan et. al. (1973): Inicial Reports of the Deep sea Drilling Project. Vol. XIII Washington (U. S. Gov. Print. Off) ,pp. 1430-1447.

- PAYO, G. (1964). - Crustal phases across the Iberian Peninsula Region. *Ann. Geofis.* 17, pp. 523-545.
- PAYO, G., RUIZ DE LA PARTE, E. (1977). - El primer perfil sísmico de la Meseta. *I.G.C.*, 15, pp. 9 fig. Madrid.
- PETERS, L. J. (1949). - The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geoph.* vol. 14, nº 3, pp. 290-319.
- PITMAN, W. C. III, TALWANI, M. (1972). - Sea-Floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 83, nº 3, pp. 619-646.
- QURESHI, I. R., MULA, H. G. (1971). - Two-dimensional Mass Distributions from Gravity Anomalies: A Computer Method. *Geoph. Prospect.* 19, pp. 180-191.
- REY DE LA ROSA, J., CADAVID, S., DE MIGUEL, G. (1967). - Aplicaciones del Método Magneto-Telúrico al estudio de las discontinuidades corticales y del Manto Superior en Toledo. *I. G. C. Madrid.*
- RIBA, O. (1959). - Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. *Monogr.* nº 16, Inst. "Lucas Mallada". *C. S. I. C.*, 283 pp., 37 fig., 1 mapa.
- RIBA, O., RIOS, J. M. (1961). - Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Iberique (Espagne). *Livre a la Memoire - du Professeur Paul Fallot.* Tomo I, *Soc. Geol. France* 1960-62, pp. 275-290.
- RICHTER, G., TEICHMULLER, R. (1933). - Die Entwicklung der Kettiberischen Ketten. *Beitr. geol. westl. Mediterr.*, 9-11. *Abh. Ge-sell. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, III, 7, 118 p., 56 fig., 3 pl., 2 cartes.
- RINGWOOD, A. E. (1969). - Composition and Evolution of the Upper Mantle. *The Earth's Crust and Upper Mantle*, ed. *Pembroke J. Hart*, *Am. Geoph. Union.* Washington.
- RINGWOOD, A. E. (1975). - Composition and Petrology of the Earth's Mantle. *International Series in the Earth and Planetary Sciences.* Ed. *McGraw Hill.* New York, pp. 38-41.
- ROSENBACH, O. (1953). - A contribution to the computation of the "second derivative" from gravity data. *Geoph.*, vol. 18, nº 4, pp. 894-909.

- SACHER, L. (1966). - Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen - Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón (Spanien). Teil I: Stratigraphie (Paläozoikum). N. Jb. Geol. Pal. Abh., 124, 2, - pp. 151-167, 1 tab., 2 fig., 1 pl.
- SAENZ, C., LOPEZ MARINAS, J. M. (1975). - La edad del vulcanismo de Cofrentes (Valencia). Tecniterrae, nº 6, pp. 8-16.
- SAGREDO, J. (1972). - Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al NW de Cartagena (prov. de Murcia). Estudios Geológicos, 28, pp. 119-136.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936). - Las erupciones de Cofrentes (Valencia). Bol. Real. Soc. Esp. de Histo. Nat. Tomo XXXVI:
- SCHOEFFLER, J. (1975). - Gravimétrie appliquée aux recherches structurales et à la prospection pétrolière et minière. Editions Technip., Paris, p. 222.
- SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE AND COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (1973). - Tidal Gravity Corrections for 1974. Geoph. Prospecting, V. XXI, Suppl.
- SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE AND COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE. (1974). - Tidal Gravity Corrections for 1975. European Association of Exploration Geophysicists.
- SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE AND COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE. (1975). - Tidal Gravity corrections for 1976. European Association of Exploration Geophysicists.
- SHURBET, G. L., WORZEL, J. L. (1957). - Gravity observations at sea. USS Conger, cruise 3, Trans. Am. Geophys. Union, 38 (1), pp. 1-7.
- SOPEÑA, A., VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A. (1977). - Pérmico Continental en España. I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Triásico y Pérmico de España. Cuadernos de Geol. Ibérica. Vol. 4, pp. 11-34.
- STILLE, H. (1927). - Über mediterrane Gebirgszusammenhänge. Diese Abh., N. F., 12, 3,
- STILLE, H. (1931). - Die Keltiberische Scheitlung. Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. z. Göttingen. Mat.-Phy., Kl. Fachg., IV. (Geol. u. Min.), Nr. 10. Berlin.

- STOECKINGER, W. T. (1976). - Valencian Gulf offer deadline nears. The Oil and Gas journal, pp. 197-204.
- TALWANI, M., WORZEL, J. L., LANDISMAN, M. (1959). - Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res 64, pp. 49.-59.
- TOBLER, W. (1970). - Gride. Selected Computer Programs Dep. Geograph. U. Michigan, Ann Arbor.
- TRICALINOS, J. (1928). - Untersuchungen über den Bauder Keltiberischen Ketten der nordöstlichen Spanien. Zeit. deutsch. geol. Gesell., 80, 4, pp. 409-482, 3 pl.
- VAN BEMMELEN, R. W. (1972). - Driving Forces of Mediterranean Orogeny. Geologie en Mijnbouw, V. 51 (5), pp. 548-573.
- VEGAS, R. (1975). - Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. Geol. Rdsch. 64, pp. 266-278.
- VEGAS, R., GOY, J. L., ZAZO, C. (1974). - Hoja nº 29-27 (Burjasot). Map. Geol. Esp. esc. 1:50.000. I.G.M.E.
- VEGAS, R., FONTBOTE, J. M., BANDA, E. (1979). - Superimposed Rift Tectonics to some Alpine and Extra-Alpine Regions of the Iberian Peninsula and neighbouring areas. E.O.S. vol. 60, nº 32, Agosto; E.G.S. Meeting Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas II.
- VIALARD, P. (1973). - Recherches sur le cycle alpin dans la chaîne ibérique sud-occidentale. Thèse Sciences, Toulouse, 445 p., - 108 figs., 29 pls., 1 carte.
- VIALARD, P. (1979). - La chaîne Ibérique: Zone de Cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. C.R. Acad. S.C. Paris, t. 289, pp. 65-68.
- VIALARD, P. et GRAMBAST, L. (1970). - Sur l'âge post-stapien moyen du plissement majeur de la Chaîne Ibérique castillane. C.R. somm. S.G.F., fasc. 1, pp. 9-10.
- VIDAL, J. R. (1972). - Petrología y Geoquímica de las Islas Columbretes, Castellón. Tesina de Licenciatura. Fac. de C. Geológicas. Universidad Complutense, pp. 94. Madrid.

- VILAS, L. , PEREZ GONZALEZ, A. (1971). - Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa manchega (Cuenca). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.). T. 69, pp. 103-114.
- VIRGILI, C. (1977). - Le Trias du Nord de L'Espagne. Bull. B.R.G.M. , sect. IV, 3. pp. 205-213.
- VIRGILI, C. , HERNANDO, S. , RAMON, A. , SOPEÑA, A. (1973). - Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes de - Sistema Central. Acta. Geológica Hispánica. Inst. Nac. de Geol. CSIC. España. Año VIII, nº 3. Mayo-Junio.
- VIRGILI, C. , HERNANDO, S. , RAMOS, A. , SOPEÑA, A. (1976). - Le Permien en Espagne. H. Falke (ed.), The Continental Permian in Central, West and South Europe, 91-109. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht-Holland.
- VOGT, P. R. , HIGGS, R. H. , JOHNSON, G. L. (1971). - Hypothesis on the origin of the Mediterranean basin: magnetic data. Jour. Geophys. Res. , v. 76, nº 14, pp. 3207-3228.
- WOOLLARD, G. P. (1969). - Regional Variations in Gravity. The Earth's Crust and Upper Mantle, pp. 320-341, ed. Pembroke J. Hart, Am. Geoph. Union. Washington.
- WOOLLARD, G. P. , STRANGE, W. E. (1962). - Gravity anomalies and crust of the earth in the Pacific basin. The Crust of the Pacific Basin, Geophys. Monograph. 6, ed. Macdonald and Hisashi Kuno, pp. 60-80, American Geophysical Union, Washington, D. C.

APENDICE A

DETERMINACION DE LAS DENSIDADES USADAS EN LAS INTERPRETACIONES CORTICALES

La Unidad desarrollada entre la superficie y el basamento para tiempos alpinos, más concretamente hasta el techo del Tegumento, está constituida por un conjunto heterogéneo de materiales, tanto en composición como en grado de ocupación volumétrica. En base a dichas características, consideramos el análisis de los "sonic log", no existen "density log", para los siete sondeos petrolíferos de la zona y su entorno próximo, como el método más eficaz de obtener la densidad media en dicha unidad.

Las velocidades medias obtenidas son en km/sg: 4.6; 5.1; 5.3; 5.2; 5.3; para Ledaña 1, Gabaldón 1, Carcelén 1, Jaraco 1 y Perenchiza, respectivamente. La velocidad media se mueve en torno a 5.1 km/sg y la densidad por tanto no diferirá excesivamente de 2.55 g/cc, calculada en base a una de las relaciones V_P - densidad, NAFE y DRAKE (1963).

Las densidades correspondientes a las capas profundas de la corteza y al manto superior, deben ser tomadas de datos standard y sólo esporádicamente, apoyados en datos sísmicos o petrológicos.

El nivel de corteza superior, se acepta comunmente que posee una composición intermedia, entre granodiorita y cuarzodiorita. Para dicha "capa granítica", WOOLLARD (1962), supone una densidad de 2.72 g/cc.

Las V_p asignadas por PAYO y RUIZ DE LA PARTE (1977) en el W y BANDA et. al. (1979) en el E -6.1 y 6.0 km/sg respectivamente- no están en contradicción con la expresada densidad de 2.72 g/cc.

RINGWOOD (1975) supone una composición de tipo granulítico para la corteza inferior y WOOLLARD (1962) considera como valor de densidad para estos materiales 2.92 g/cc. Las V_p atribuidas al nivel para el entorno próximo por PAYO y RUIZ DE LA PARTE (1977), ANSORGE et. al. (1977) y BANDA et. al. (1979), oscila entre 6.4 y 7.7 km/sg, que nos hace considerar como aceptable el citado valor de 2.92 g/cc.

De los dos grandes tipos de composición propuestos por RINGWOOD (1969) para el manto superior normal, optamos, al menos en sus términos superiores, por la forma peridotita -olivino, piroxenos, espinela- en base a la extrapolación realizada desde la composición de enclaves, en vulcanismos Pliocuaternarios, SAGREDO (1972) en el NW de Cartagena y ANCOECHEA (1979) en Campos de Calatrava. En el vulcanismo más próximo a la zona, alcalino de Columbretes, VIDAL (1972) y alcalino de Cofrentes, SAEZ y LOPEZ MARINAS (1975), no se describan inclusiones de rocas Ultramaficas. La densidad utilizada es 3.32 g/cc.

El nivel diferenciado en el techo del manto se le supone con densidad próxima a 3.05 g/cc en base a la velocidad 7.7. km/sg que comunmente se asigna a los niveles situados bajo el Moho en el Mediterráneo Occidental.

APENDICE BESTIMACION DEL ERROR EN LOS MAPAS DE ANOMALIAS DE
BOUGUER, AIRE-LIBRE E ISOSTATICASMapa observado de Anomalías de Bouguer

<u>Fuente de error</u>	<u>Error</u>	<u>Error en mgal.</u>	<u>Error²</u>
Lectura	± 0.05 un. aparato	± 0.05	0.0025
Localización	± 300 m.	± 0.2	0.04
Cota	± 2.0 m.	± 0.62	0.38
Corrección de terreno	± 0.3 mgal.	± 0.3	<u>0.09</u>
			0.51

$$\sqrt{0.51} = \pm 0.71 \text{ mgal.}$$

Los valores del mapa tienen un error estimado en ± 0.71 miligales.

Mapa de Anomalías de Aire-Libre

<u>Fuente de error</u>	<u>Error</u>	<u>Error en mgal.</u>	<u>Error²</u>
Lectura	± 0.05 un. aparato	± 0.05	0.0025
Localización	± 300 m.	± 0.2	0.04
Cota	± 2.0 m.	± 0.62	<u>0.38</u>
			0.42

$$\sqrt{0.42} = \pm 0.65 \text{ mgal.}$$

Los valores del mapa tienen un error de ± 0.65 miligales.

Mapa de Anomalías Isostáticas

<u>Fuente de error</u>	<u>Error</u>	<u>Error en mgal.</u>	<u>Error²</u>
Lectura	± 0.05 un. aparato	± 0.05	0.0025
Localización	± 300 m.	± 0.2	0.04
Cota	± 2.0 m.	± 0.62	0.38
Corrección de terreno	± 0.3 mgal.	± 0.3	0.09
Términos despreciados en la corrección	± 0.22 mgal.	± 0.22	<u>0.05</u>
			0.5625

$$\sqrt{0.5625} = \pm 0.75 \text{ mgal.}$$

Los valores del mapa tienen un error de ± 0.75 miligales.

APENDICE C

EXTRACTO DE LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA, NOMBRE Y
SITUACION DE LOS SONDEOS PETROLIFEROS EN LA ZONA
DE INVESTIGACION Y SU ENTORNO

Exponemos en el apéndice el extracto de la columna estratigráfica, nombre y situación, de los tres sondeos existentes en el interior de la zona investigada, así como de los cuatro del entorno próximo.

Jaraco 1

Long. 03º 26' 45" E (Madrid). Lat. 39º 01' 33" N

Jurásico	0 --- 710 m.	Dolomias, Caliza, Margas
Keuper	710 --- 944 m.	Arcilla, Anhidrita
Musclekal	944 --- 1257 m.	Dolomia, Caliza, algo de Anhidrita
Buntsandstein	1257 --- 1933 m.	Arcilla y Arenisca

Perenchiza 1

Long. 03º 06' 58" E (Madrid). Lat. 39º 26' 23" N

Cretácico Sup.	0 --- 435 m.	Calizas y Dolomia
Jurásico Sup.	435 --- 952 m.	Calizas y Margas
Dogger	952 --- 1089 m.	Calizas y Dolomias
Lias	1089 --- 1208 m.	Calizas y Dolomias
Infralias	1208 --- 2355 m.	Anhidrita, Caliza y Dolomias

Carcelén 1

Long. 02° 22' 58" E (Madrid). Lat. 39° 05' 12" N.

Cretácico	0 --- 435 m.	Areniscas y niveles calcáreos
Jurásico	435 --- 2097 m.	Calizas, Dolomias, Margas, algún nivel de Anhidrita
Keuper	2097 --- 2511 m.	Arcilla, Sal, Anhidrita
Muschelkalk	2511 --- 2574 m.	Caliza y Dolomia
Buntsandstein	2574 --- 2634 m.	Arenisca

Ledaña 1

Long. 01° 57' 58" E (Madrid). Lat. 39° 19' 27" N.

Terciario	0 --- 253 m.	Calizas, Arcillas, Conglomerados
Cretácico	253 --- 640 m.	Calizas, Margas, Dolomias, Areniscas
Jurásico	640 --- 1756 m.	Calizas, Dolomias, Margas y esporádicamente Anhidrita
Keuper	1756 --- 2509 m.	Arcillas
Muschelkalk	2509 --- 2585 m.	Arcillas, Dolomia, Anhidrita
Buntsandstein	2585 --- 2720 m.	Arenisca

Denia 1

Long. 0° 04' 36.9" E (Greenwich). Lat. 39° 00' 18.5".

Plio-Cuaternario	0 --- 1670 m.	Arcilla y arena
------------------	---------------	-----------------

Mioceno	1670 --- 2171 m. Margas, Calizas y Conglomerado
Trías	2171 --- 2201 m. Arcilla

Sagunto 1

Long. 39° 57' 59" E (Madrid). Lat. 39° 42' 26" N.

Fondo del mar a 130 m.

Plioceno	130 --- 2633 m. Arcilla
Mioceno	2633 --- 2923 m. Arcilla y Arenisca
Cretácio inf.	2923 --- 4022 m. Caliza

Gabaldón 1

Situado en las coordenadas Lambert X = 748.574

Y = 563.663

Cretácio	0 --- 227 m. Calizas, Areniscas, Dolomias
Jurásico	227 --- 1780 m. Caliza y Dolomia
Keuper	1780 --- 2745 m. Arcilla, Sal
Muschelkalk	2745 --- 3072 m. Dolomias
Buntsandstein	3072 --- 3300 m. Areniscas, Cuarcitas, Conglomerados

Todos los datos referentes a investigaciones sobre hidrocarburos, han sido obtenidos en el archivo del fondo documental de la Dirección General de Hidrocarburos.

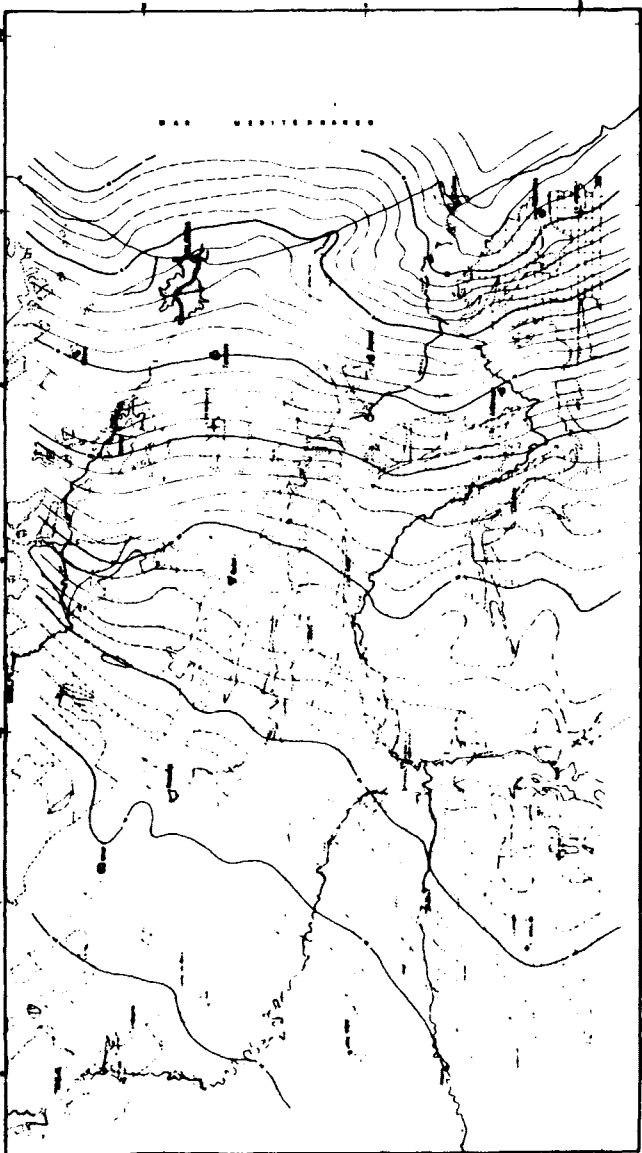
APENDICE D

PLANOS

- MAPA OBSERVADO DE ANOMALIAS DE BOUGUER
- MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS DE BOUGUER
- MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES DE BOUGUER
- MAPA DE GRADIENTES
- MAPA DE ANOMALIAS DE AIRE-LIBRE
- MAPA REGIONAL DE ANOMALIAS MAGNETICAS, COMPONENTE VERTICAL
- MAPA DE ISOBATAS PARA LA DISCONTINUIDAD DE MOHO ROVICIC
- MAPA DE ISOBATAS AL TECHO DEL BASAMENTO PARA TIEMPOS ALPINOS
- MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS ISOSTATICAS
- MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES ISOSTATICAS

MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS DE BOURQUER
(PRELIMINAR ANÁLISIS A 5000 m.)

escala 1:100,000
1:100,000



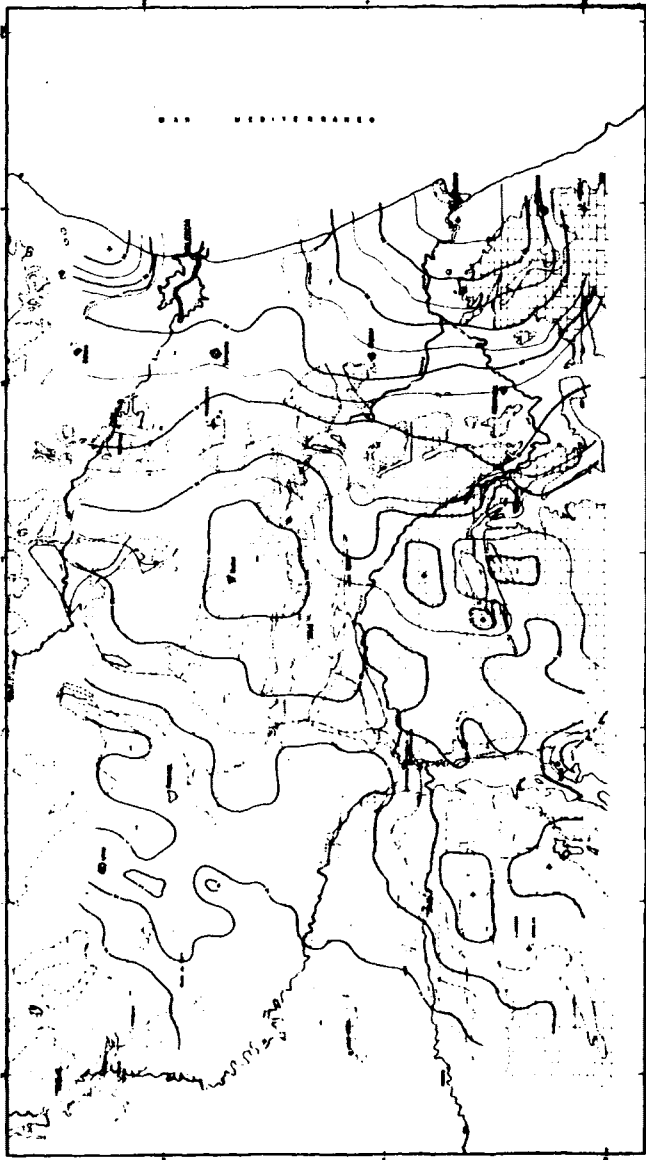
MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES DE BOUGUER

ENTRADA 1-400
E. 1:50 000



MAPA DE ISOBATAS PARA LA DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC

CONTOUR LINE



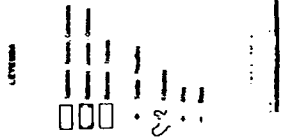
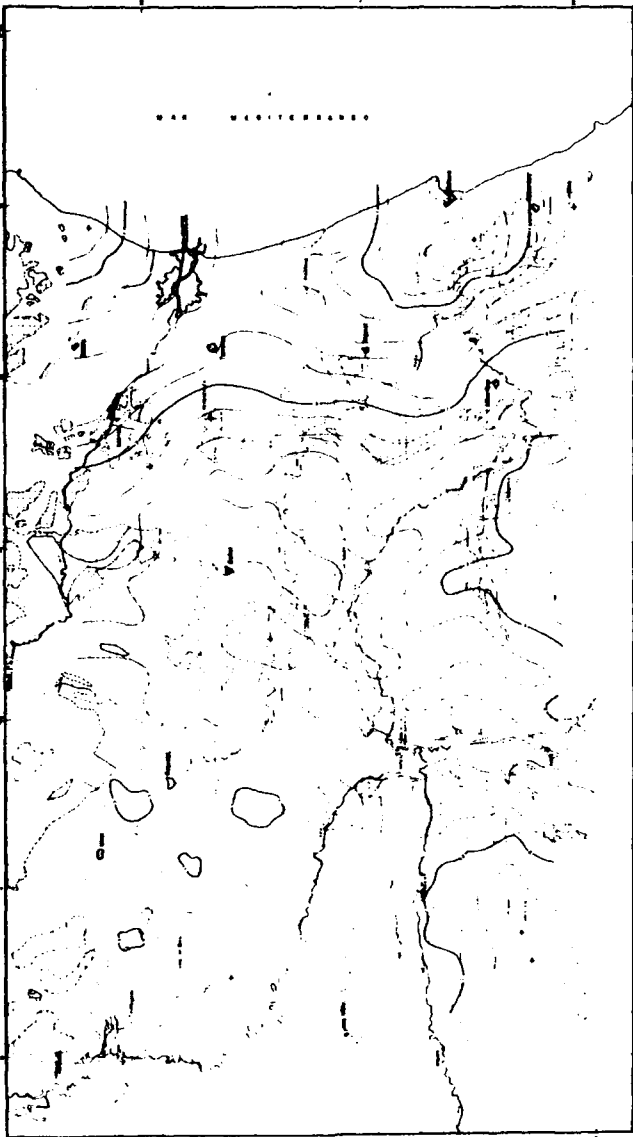
LEYENDA

- ISOBATAS
- FRONTERA DE LA PLATAFORMA
- FRONTERA DE LA CUESTA
- ESTACIONES

ESCALA

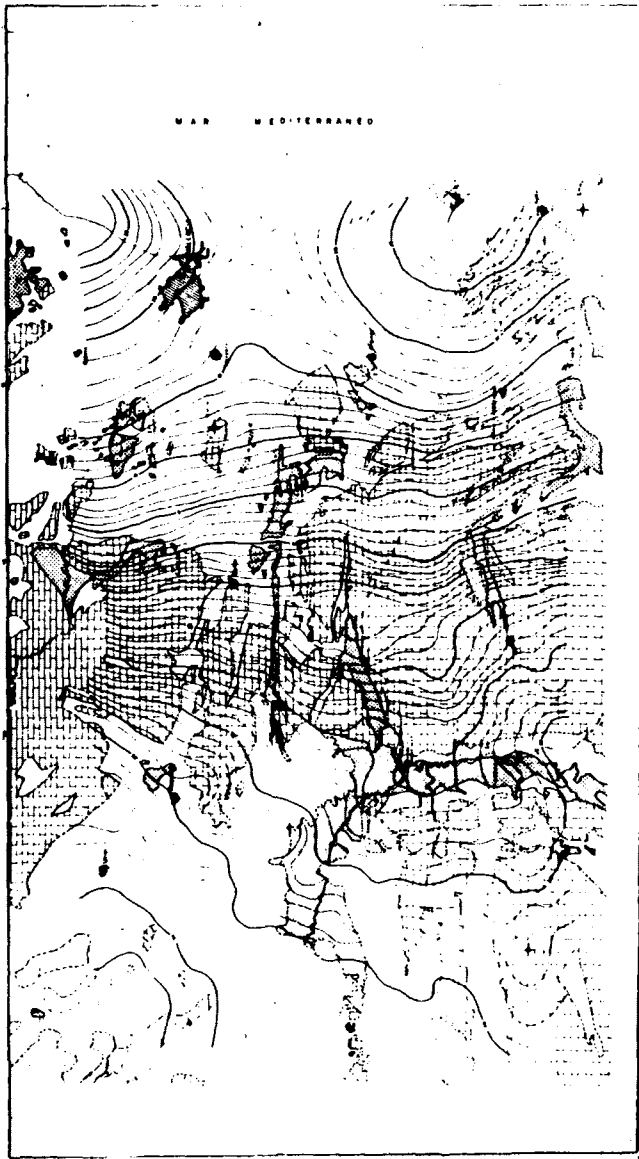
MAPA DE ISOBATAS AL TECHO DEL BASAMENTO
PARA TIEMPOS ALPINOS

Escala: 1:50,000



MAPA DE ANOMALIAS ISOSTATICAS
PARA CORTICIA MEDIA DE 30 Km.

1:500,000



LEGENDA



Andrés Carbo Gorosabel

TP
1980
083-II



X-53-150319-3



ARCHIVO

INTERPRETACION GEOTECNICA EN EL BORDE SUR-ORIENTAL
DE LA CORDILLERA IBERICA (PROVINCIAS DE VALENCIA Y ALBACETE)
BASADA EN DETERMINACIONES GRAVIMETRICAS

ANEXO DE FIGURAS

Departamento de Geomorfología y Geotécnica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1980



BIBLIOTECA

© Andrés Carbo Gorosabel
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1980
Xerox 9200 XB 480
Depósito Legal: M-17183-1980

10467
83-80

ESQUEMA DE SITUACION

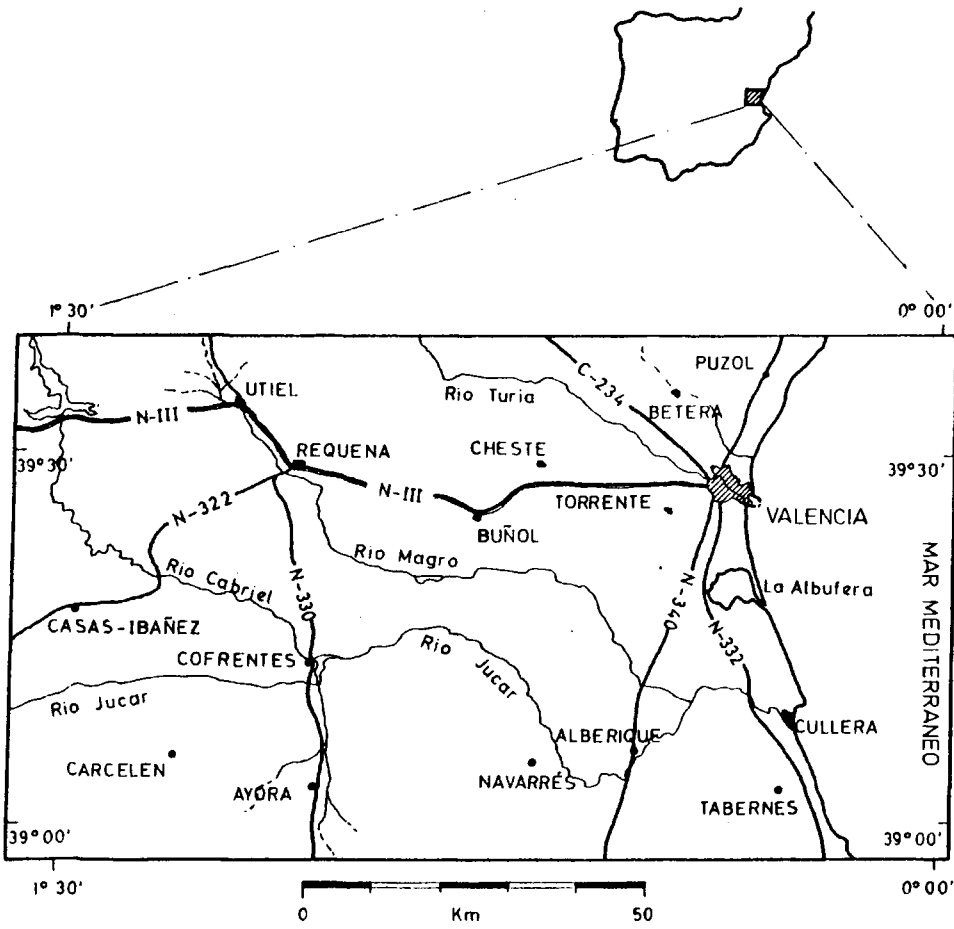
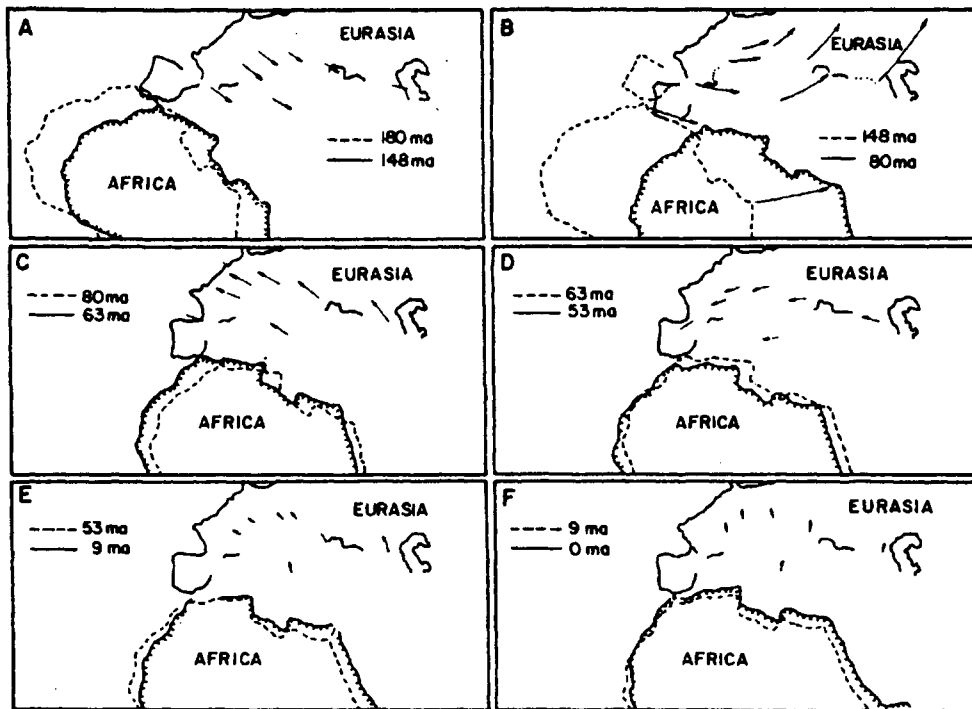
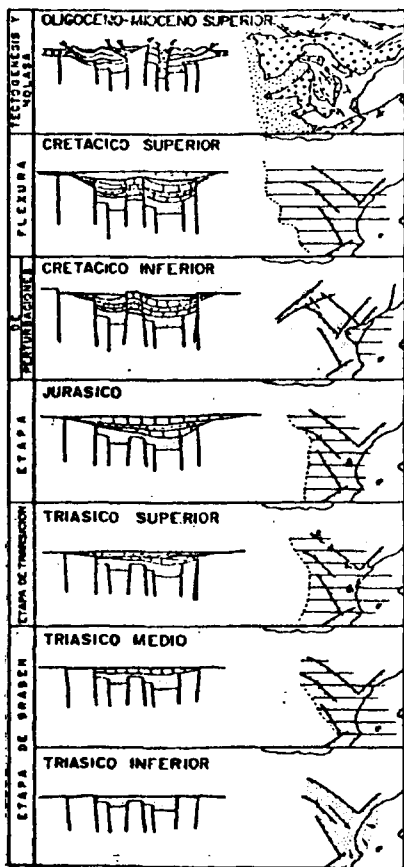


Fig.1



distintas posiciones de las placas europea y africana desde el Toarciense a la actualidad según DEWEY et.al. (1973)

Fig. 2



Evolución del Aulacógeno Celta
bérico según ALVARO, CAPOTE, =
VEGAS (1979).

Fig. 3

ESQUEMA GEOLOGICO



Fig. 6

CURVA DE DERIVA

22 Septiembre 1974

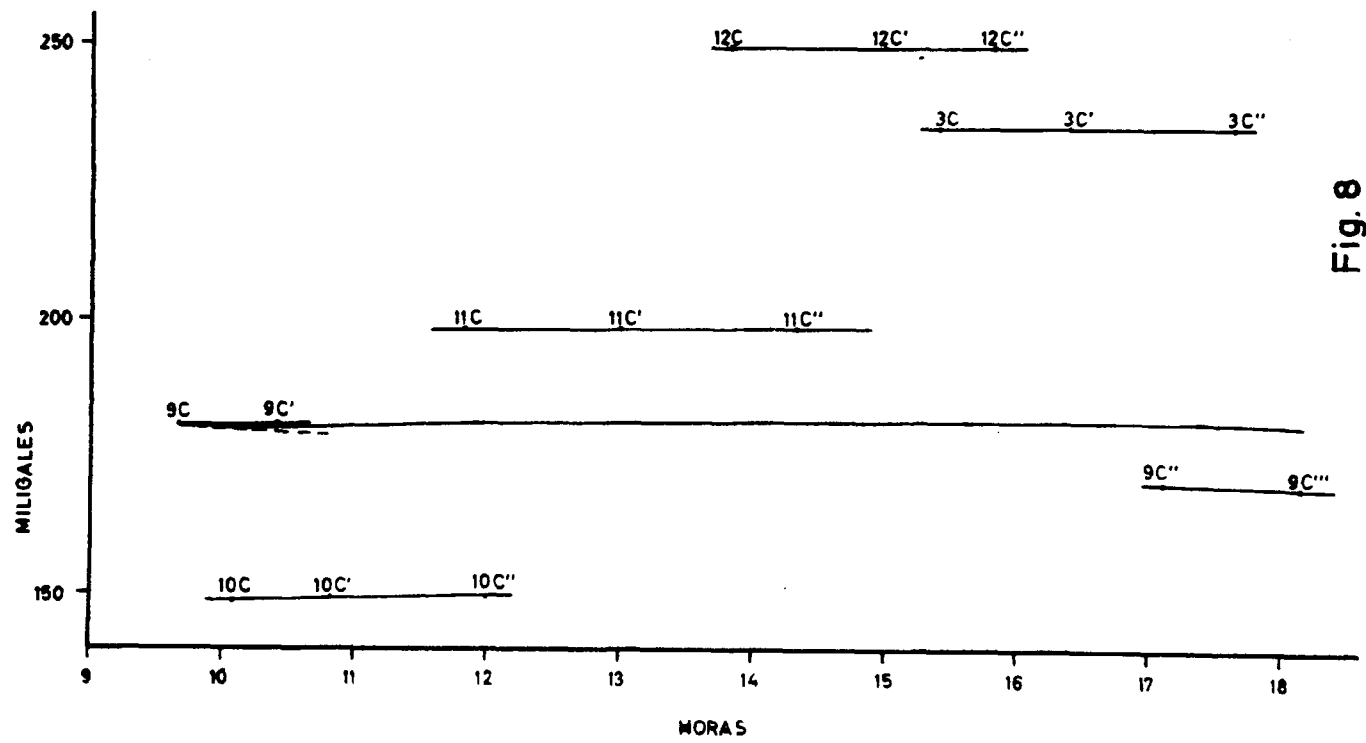


Fig. 8

k - Temperaturkoeffizient
 temperature coefficient
 coeficiente de temperatura

Z - Magn. Vertikalintensität
 vertical intensity of magnetic field
 intensidad vertical del campo magnetico

+5,0 k [γ/°C]

Torsionsmagnetometer Nr. 680 011

Fig. 9

$\omega = -170^\circ$

Z [γ]

- 60 000 - 40 000 - 20 000 0 + 20 000 + 40 000 + 60 000

-1,0
-2,0
-3,0
-4,0

$$\omega = aZ_0 + b$$

$$a = 3,29 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ/\gamma$$

$$b = -182 \text{ } ^\circ$$

$T_E = -84^\circ$
 $T_W = +85^\circ$

1. 11. 56

N. 1656 P. 11. 11. 56

CURVA DE DERIVA

18 Marzo 1974

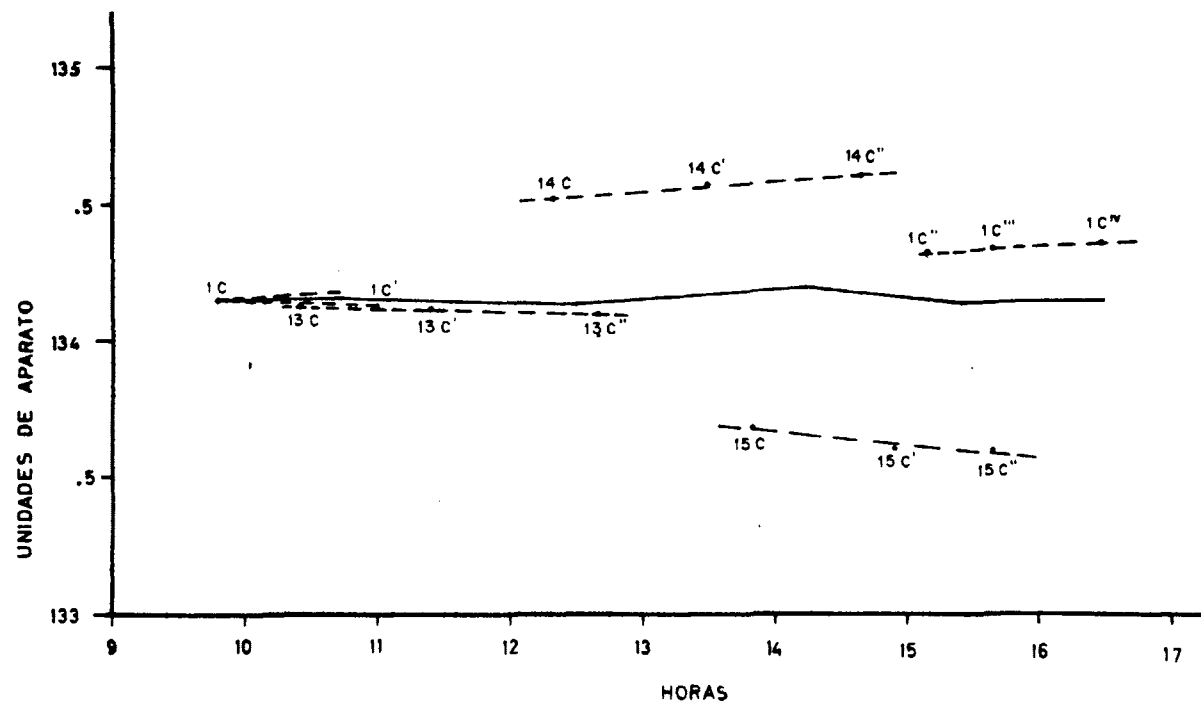


Fig. 10

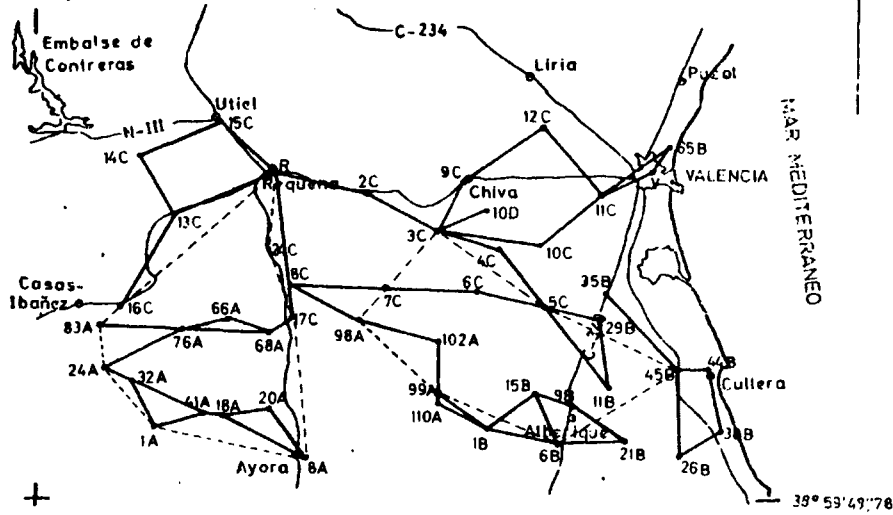
DISTRIBUCION RED DE BASES

Estacion Base • 12C

ITINERARIO ———

ITINERARIO COMPROBACION - - - - -

1°33'39"59



ESCALA 1:800000

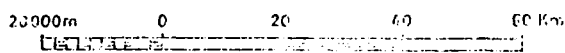


Fig. II

SITUACION DE ESTACIONES (Gravimetria)

BASES ▼

PUNTOS DE OBSERVACION •

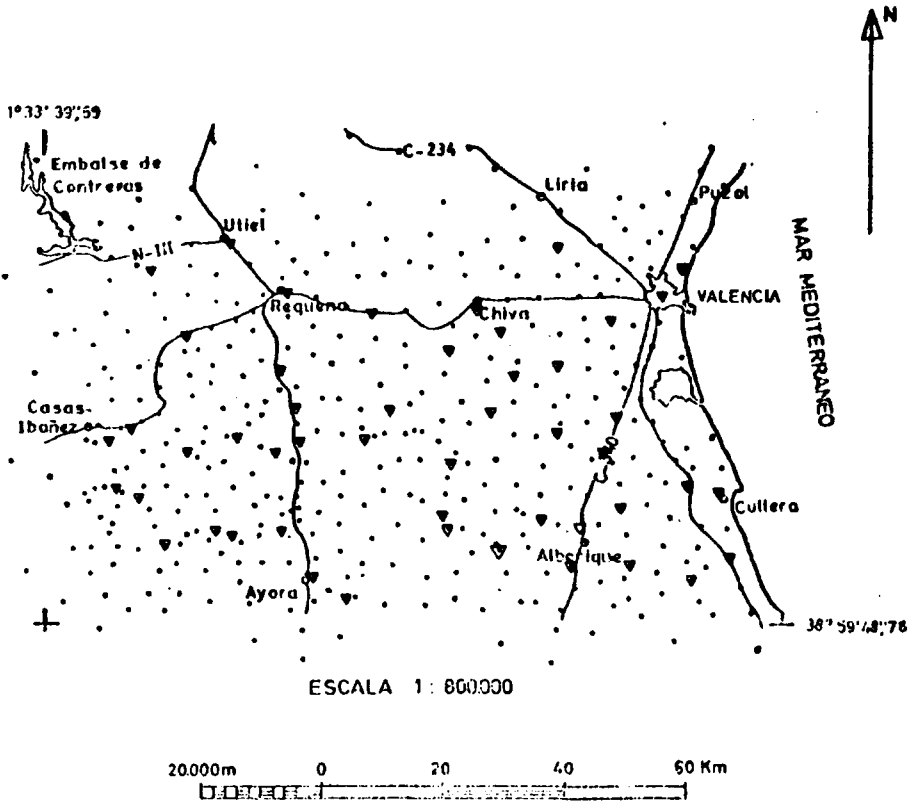


Fig. 12

SITUACION DE ESTACIONES (Magnetometria)

BASES •

PUNTOS DE OBSERVACION •

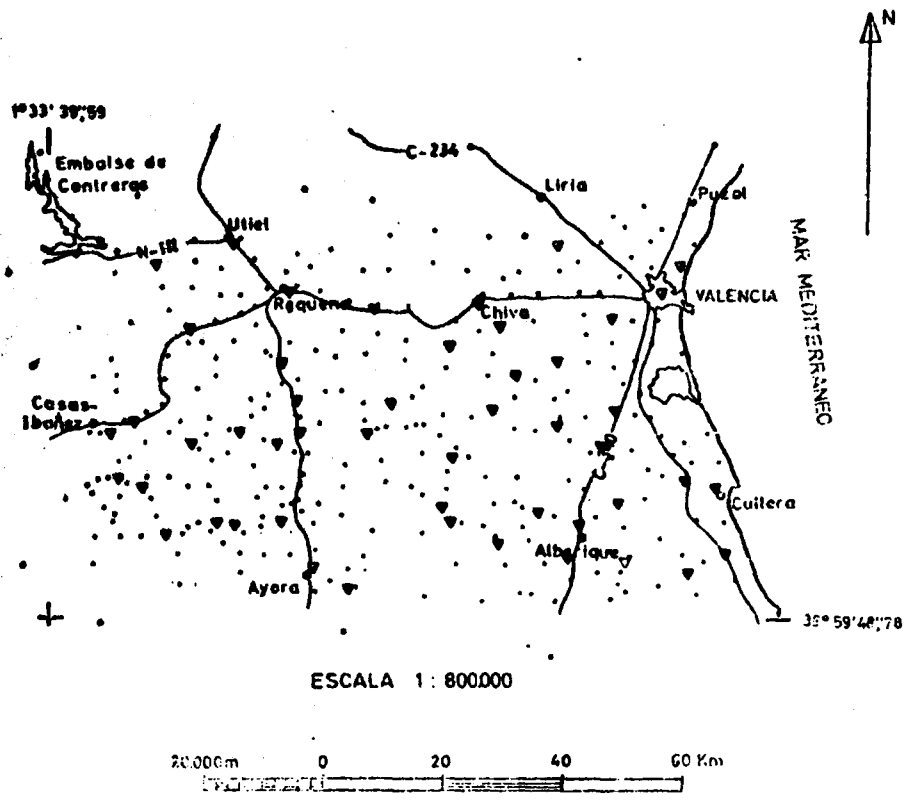


Fig. 13

MAPA DE g.

ESTACION •

ISOLINEAS 

EQUIDISTANCIA 10 CENTESIMAS DE MILGAL

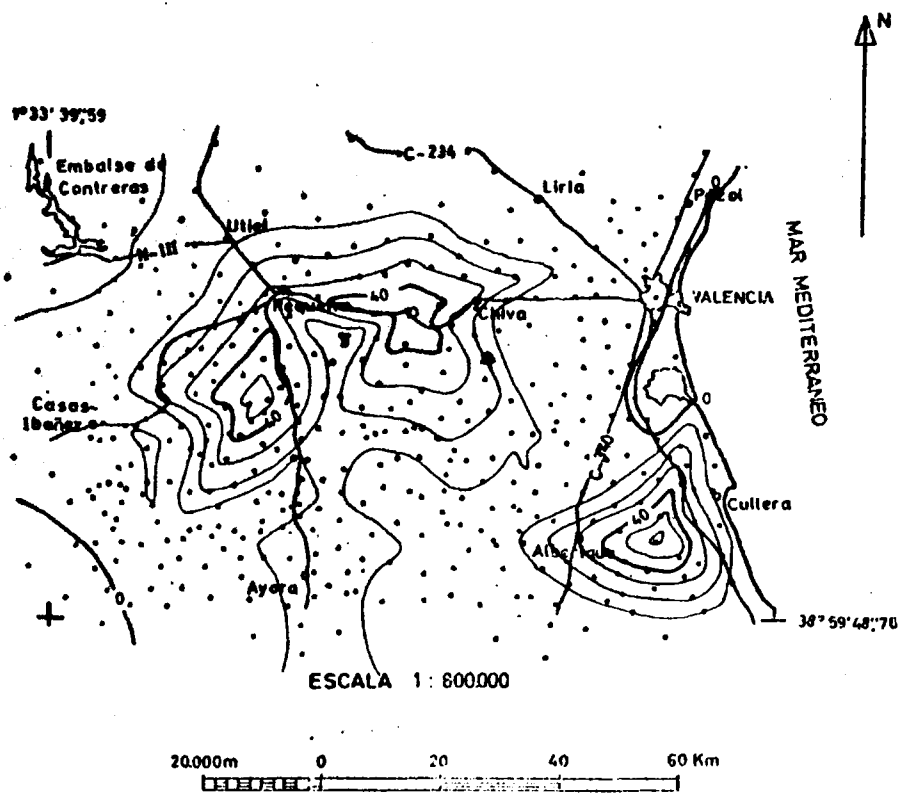
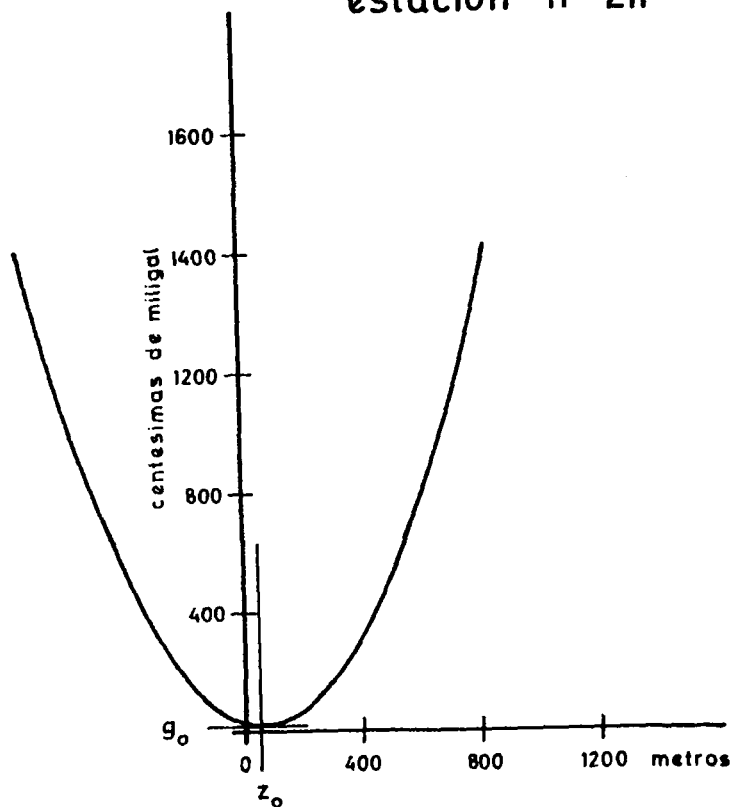


Fig. 15

PARABOLA DE NEUMAN DESDE H HASTA M

correccion de
estacion n° 211



$$g = 25,49 \cdot 10^{-4} z^2$$

$$g_0 = 20 \text{ cent. miligal}$$

$$z_0 = 48 \text{ metros}$$

Fig. 16

MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS DE BOUGUER

(INFORMACION ANALITICA A ESCALA 1:500 000)

ESTRUCO 2 1964
D. S. E. P. S. A.

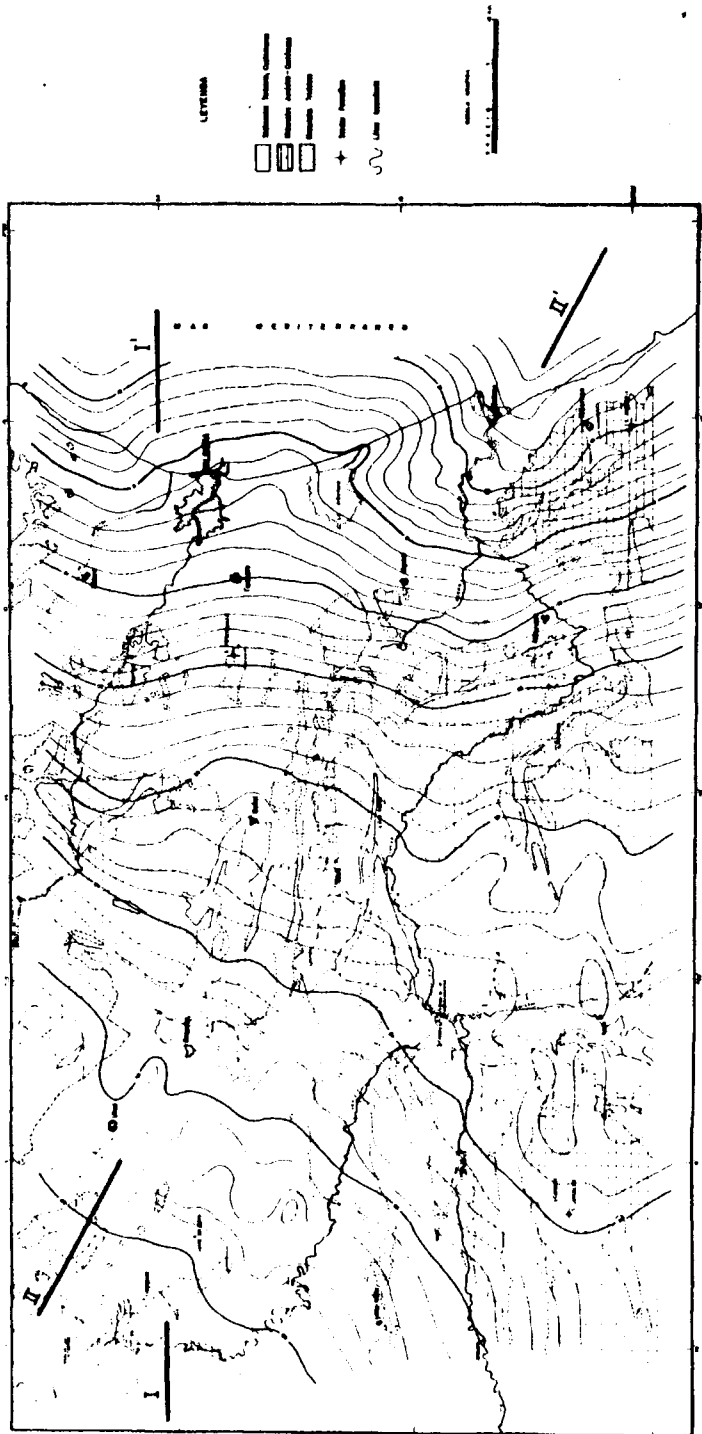


Fig. 17



BIBLIOTECA

MODELO Ia

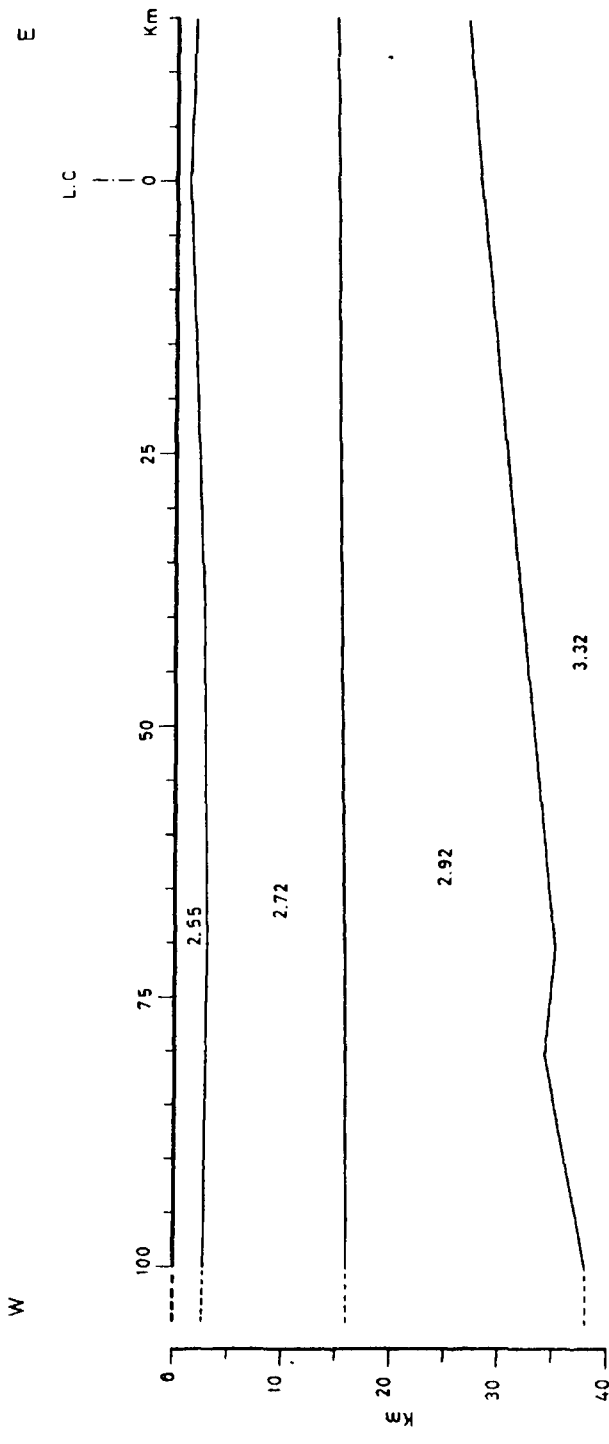


Fig. 18

Perfiles Observado y Com-
putados para Ia,Ib,Ic,Id,Ie

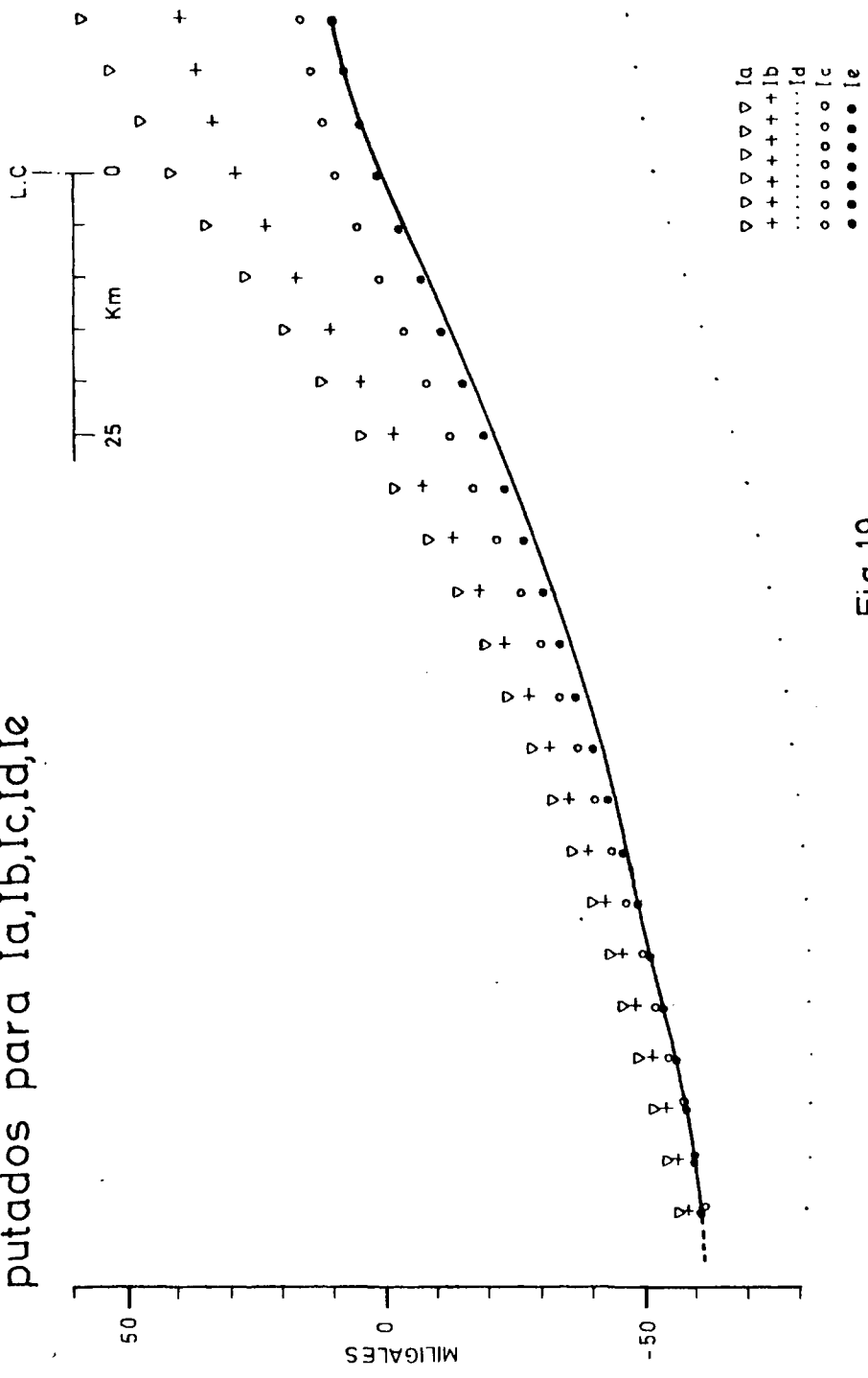


Fig.19

MODELOS Ib, Ic, Id

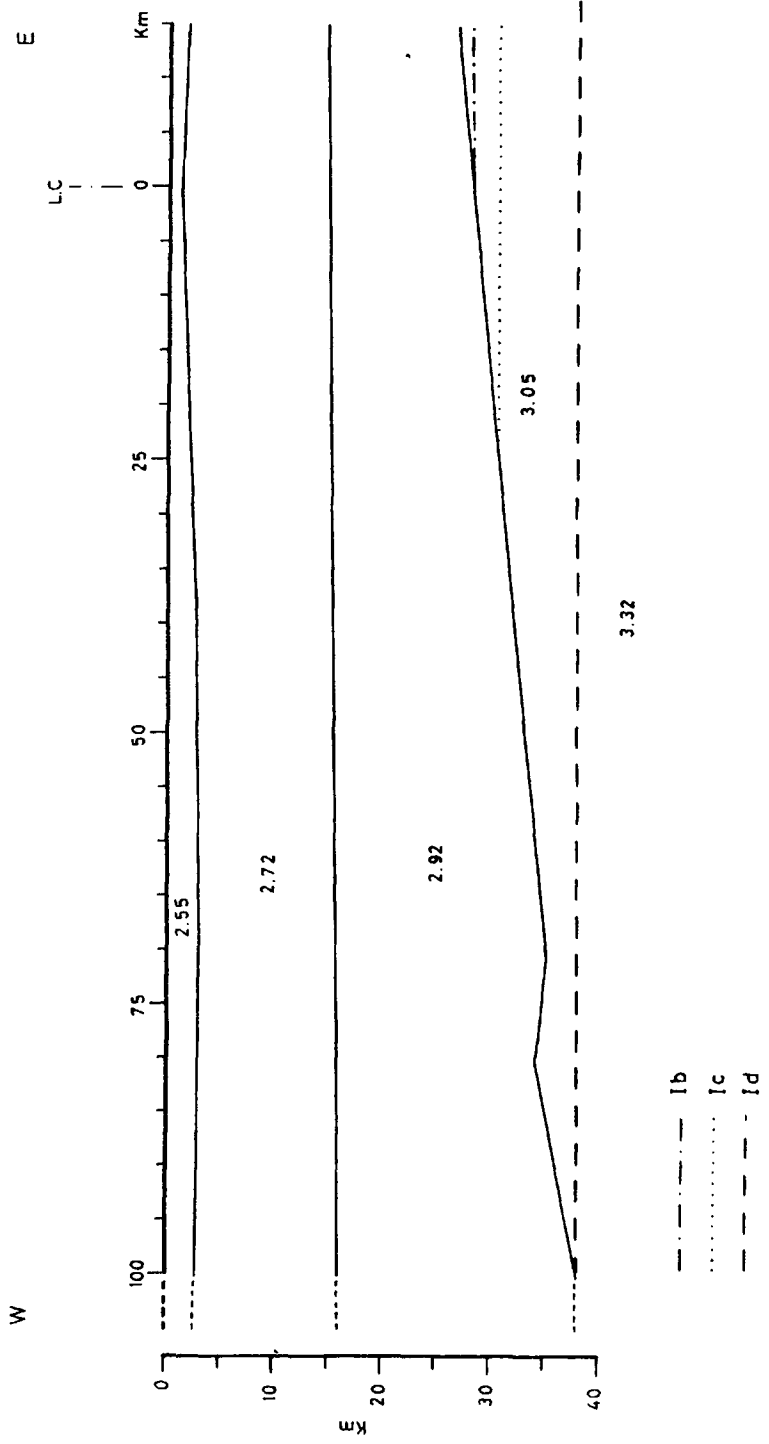


Fig. 20

MODELO Ie

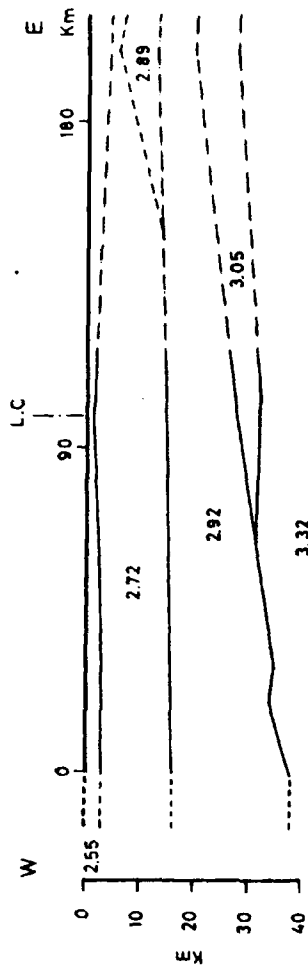


Fig.21

MODELO IIa

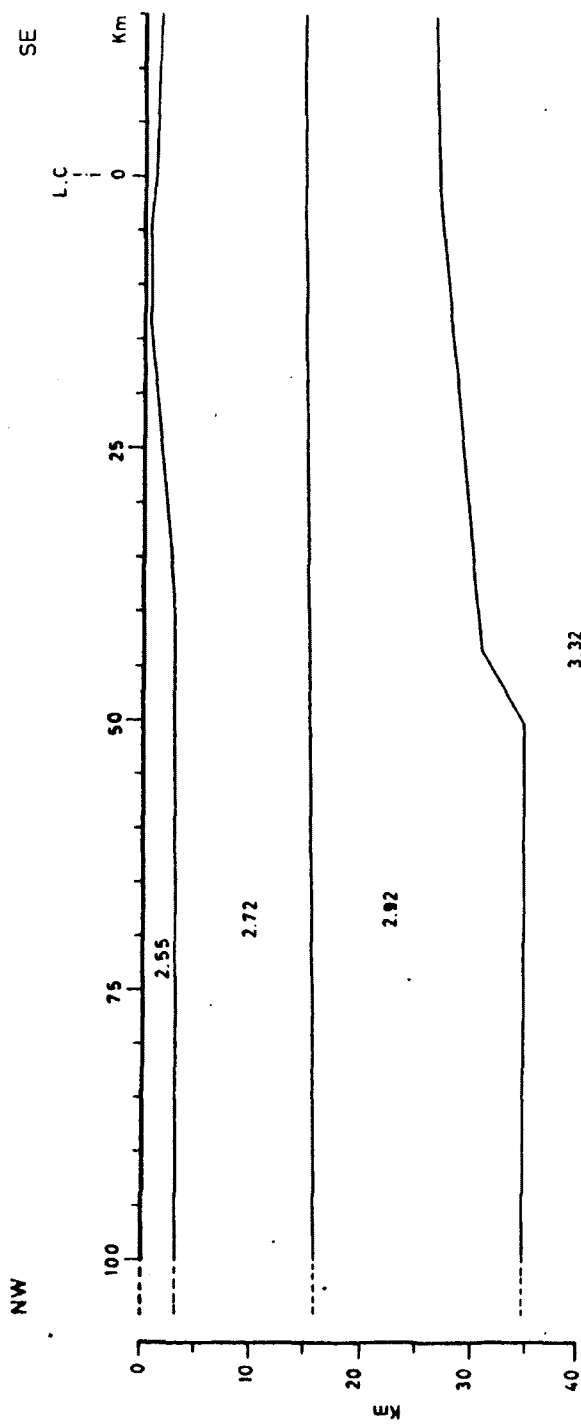


Fig.22

Perfiles Observado y Com-
putados para IIa,IIb,IIc,IIId

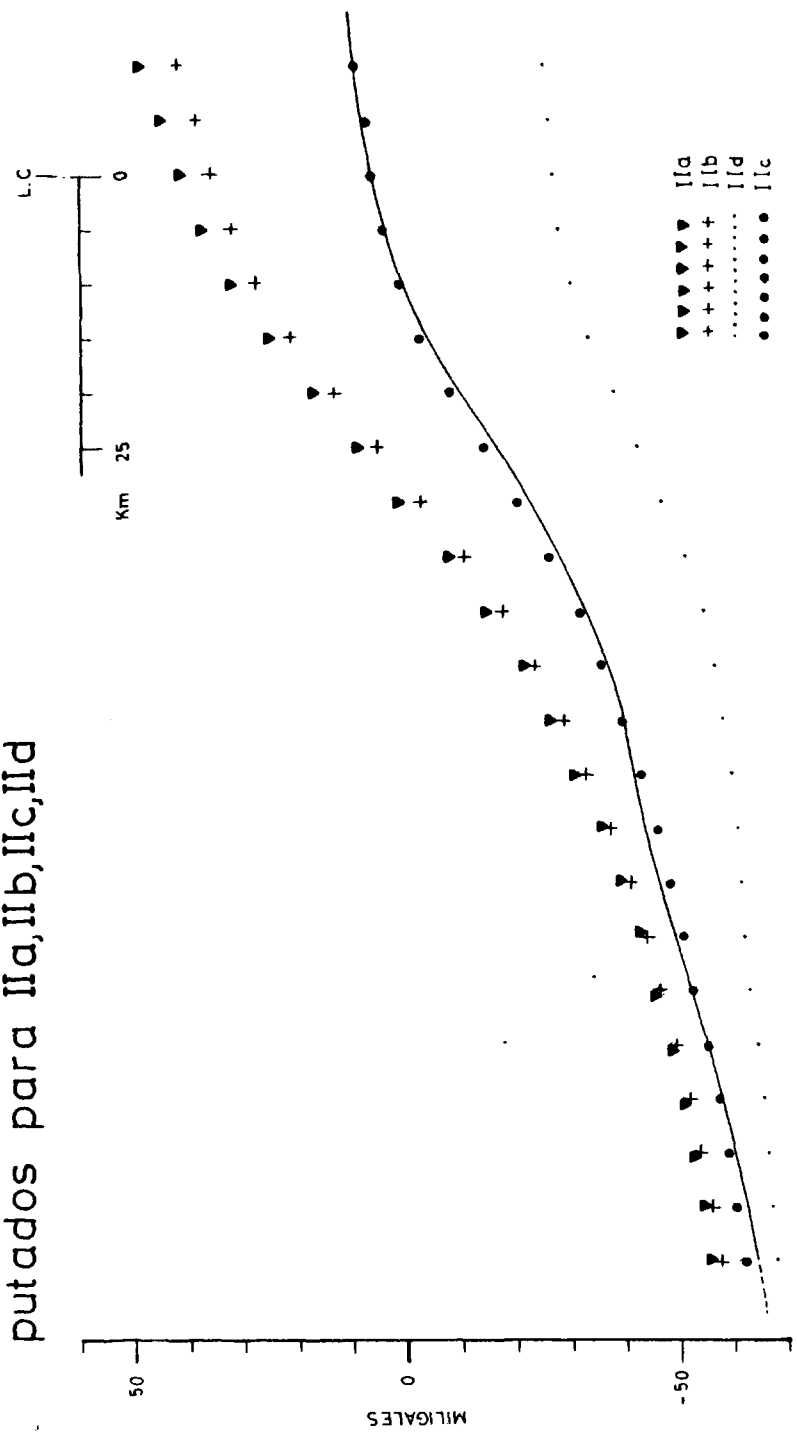


Fig.23

MODELOS IIb, IIc, II d

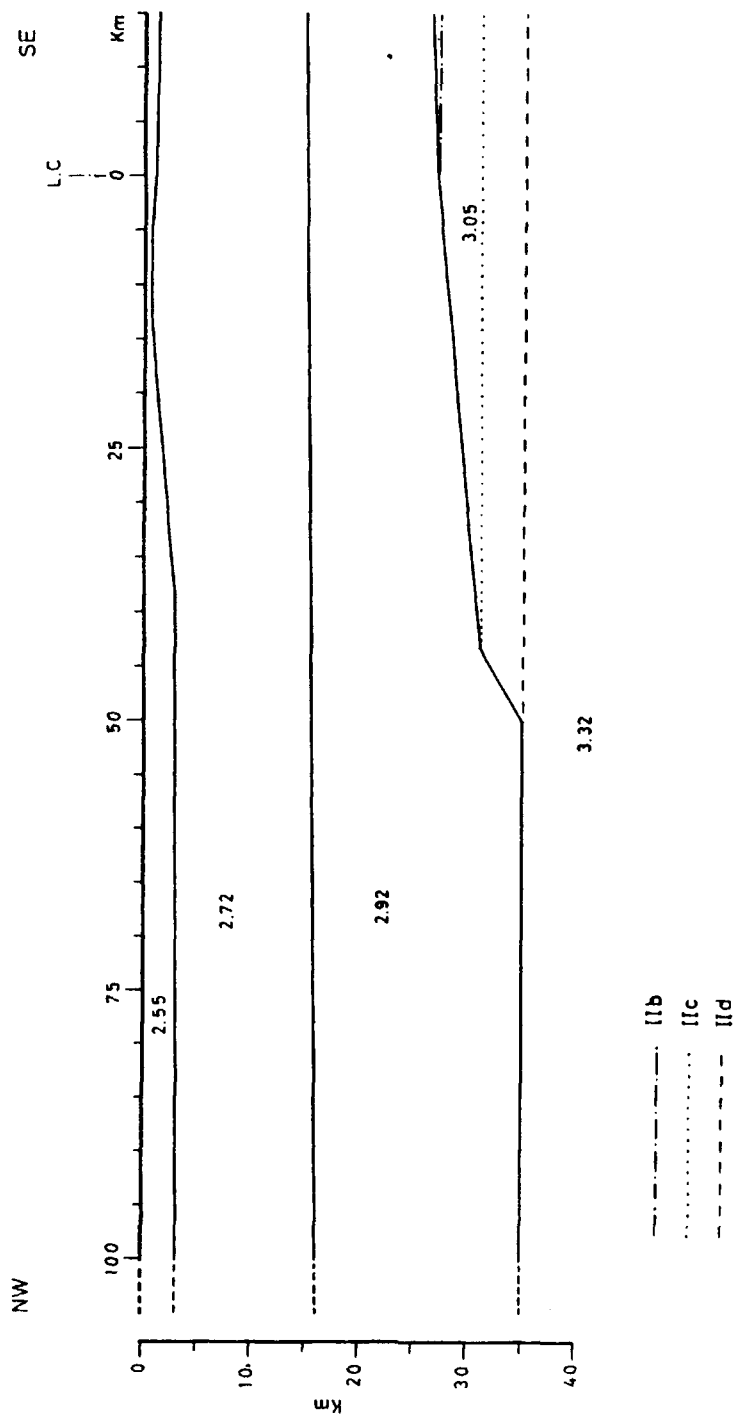
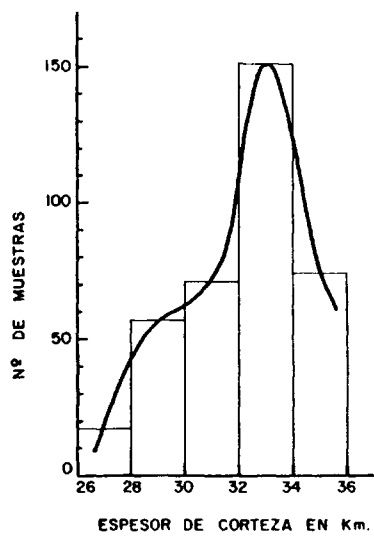


Fig. 24

ESPEORES DE CORTEZA EN LA ZONA INVESTIGADA



COTAS EN LOS PUNTOS DE OBSERVACION

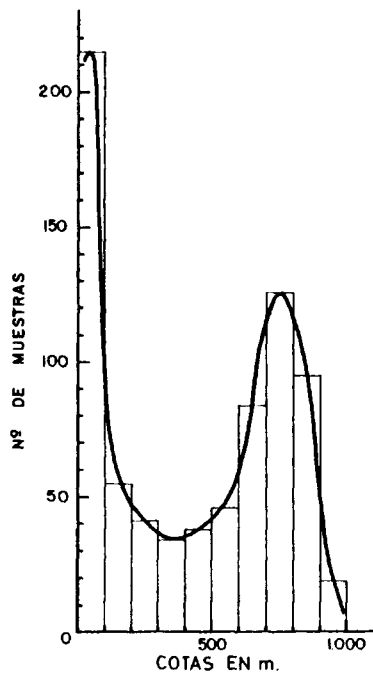


Fig. 25

MODELO PARA EL PERFIL I-I'

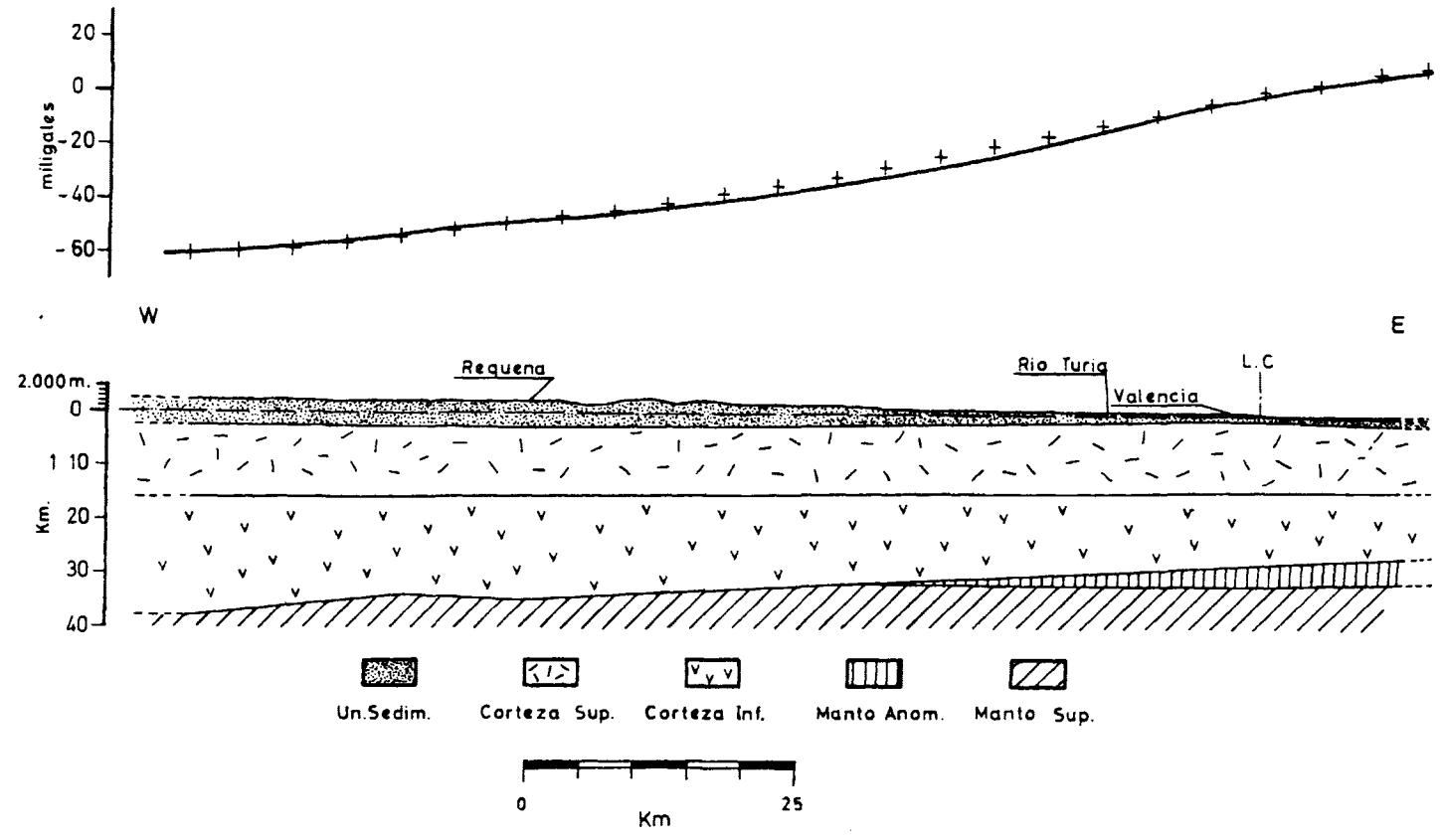


Fig.26

MODELO PARA EL PERFIL II-II'

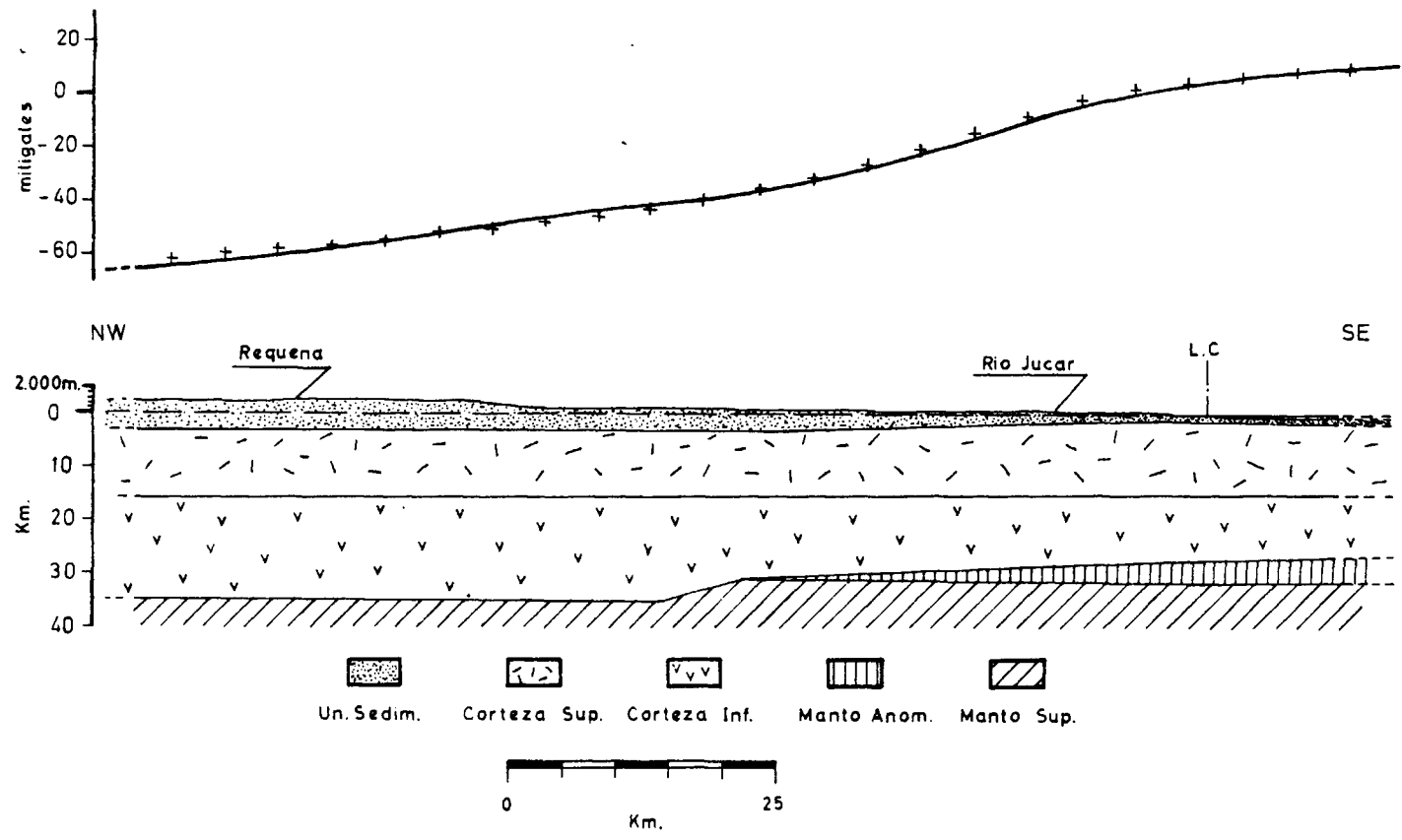


Fig. 27

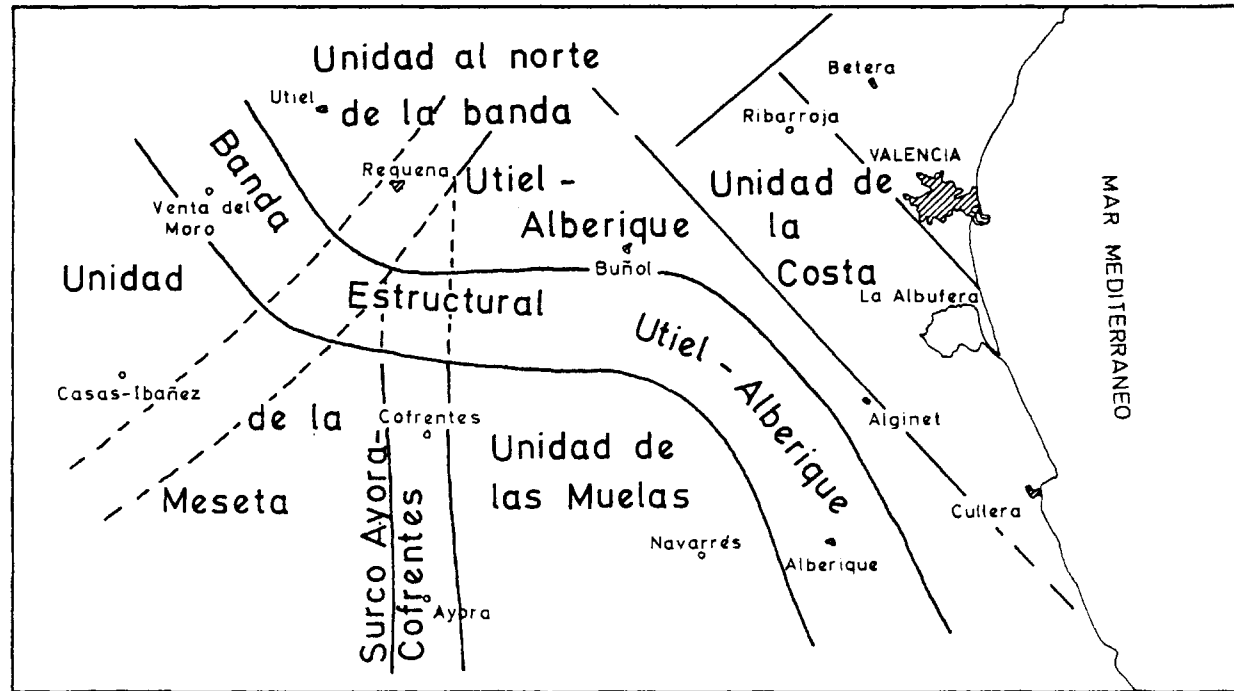


Fig. 29

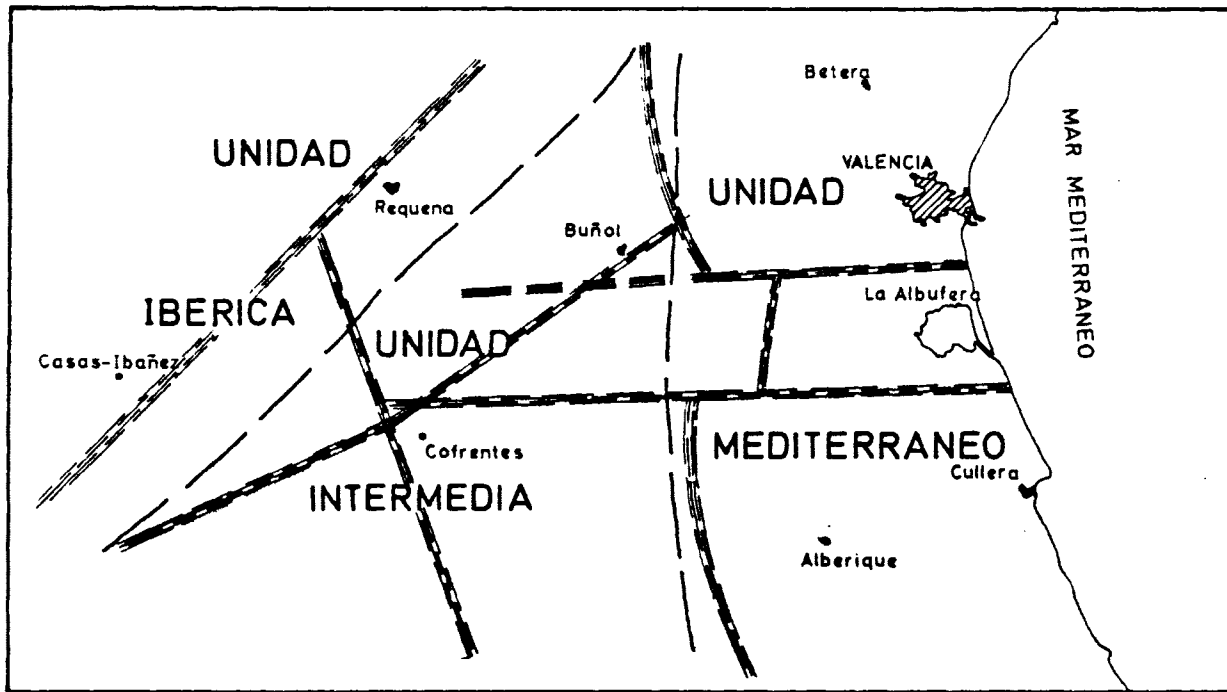


Fig. 30

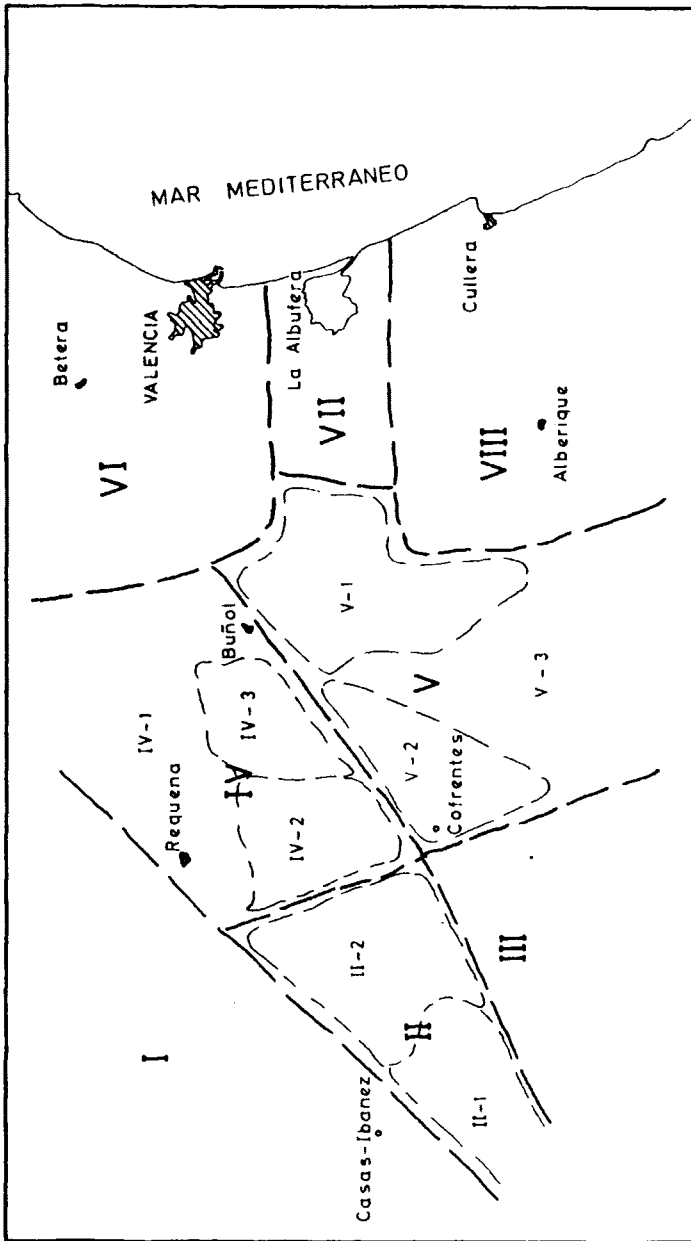
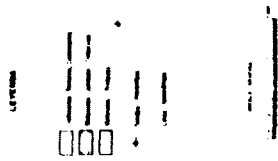
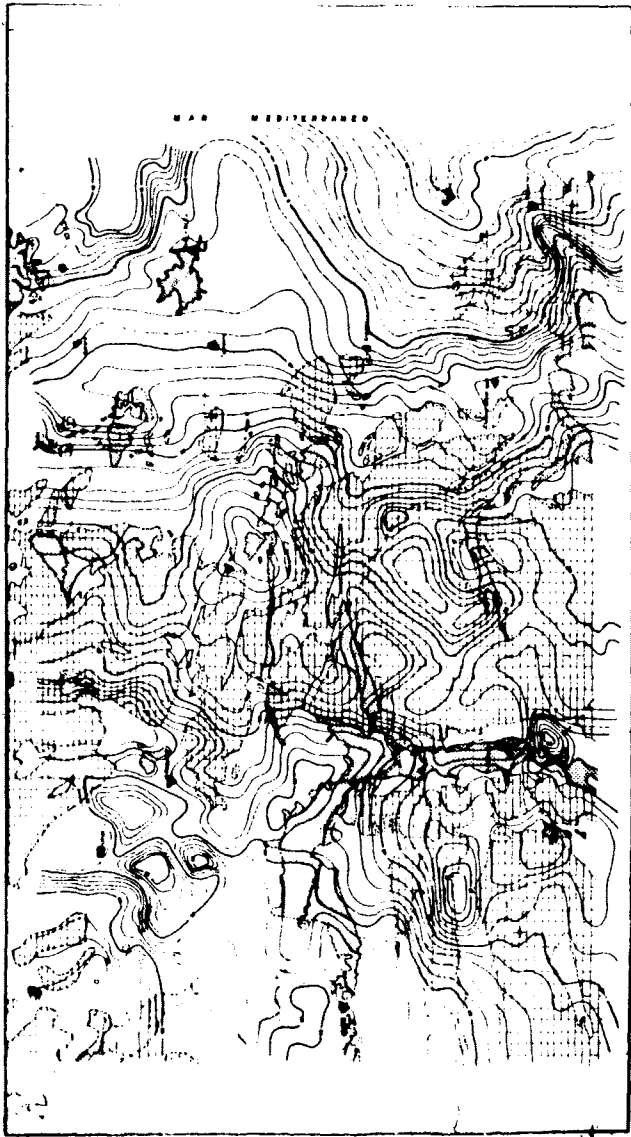


Fig. 31

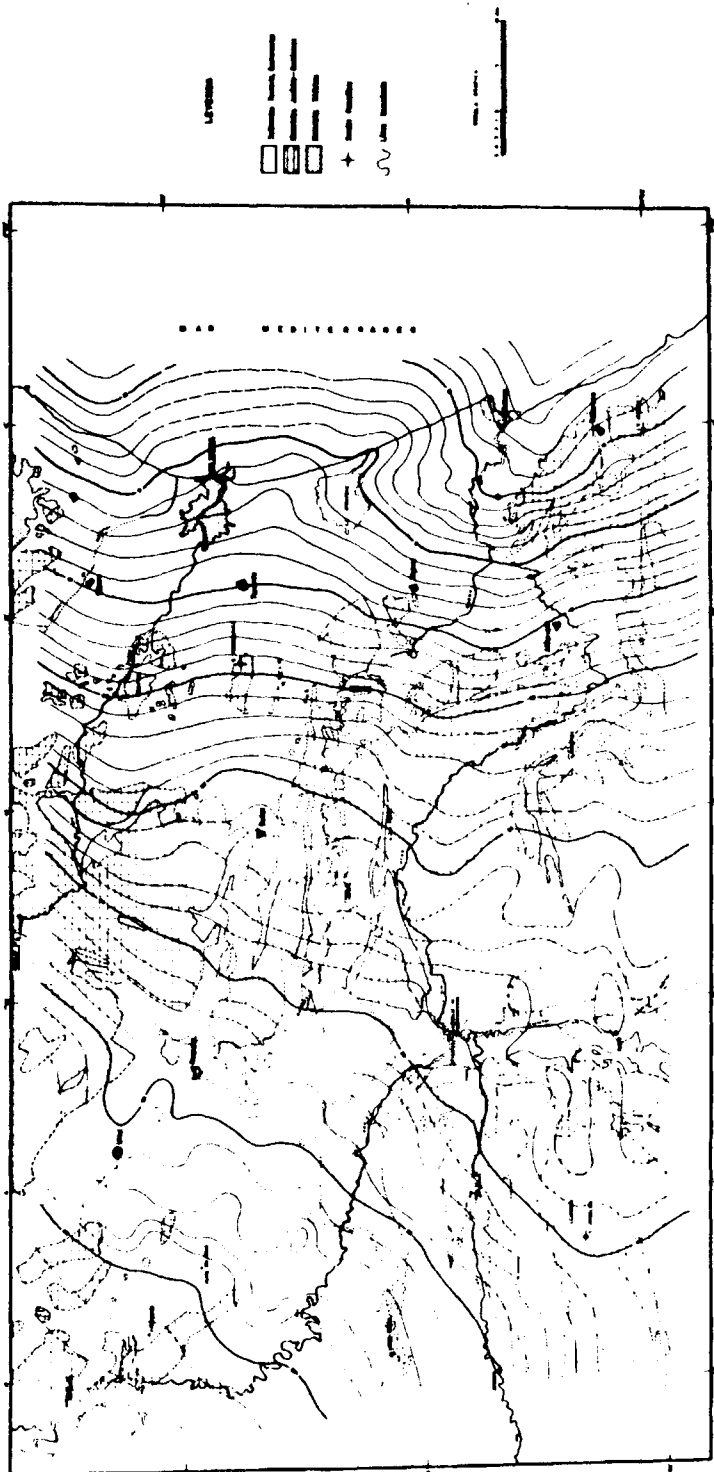
MAPA OBSERVADO DE ANOMALIAS DE BOURNER

1950-1951
1:100,000



MAPA DE TENDENCIAS REGIONALES DE ANOMALIAS DE BOURNIER
(PROYECCION ANALITICA A 6000 m.)

INTENSIDAD 3 mm
E = 1.07 1/100



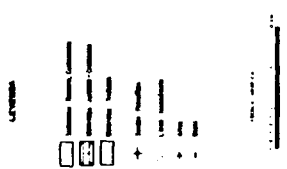
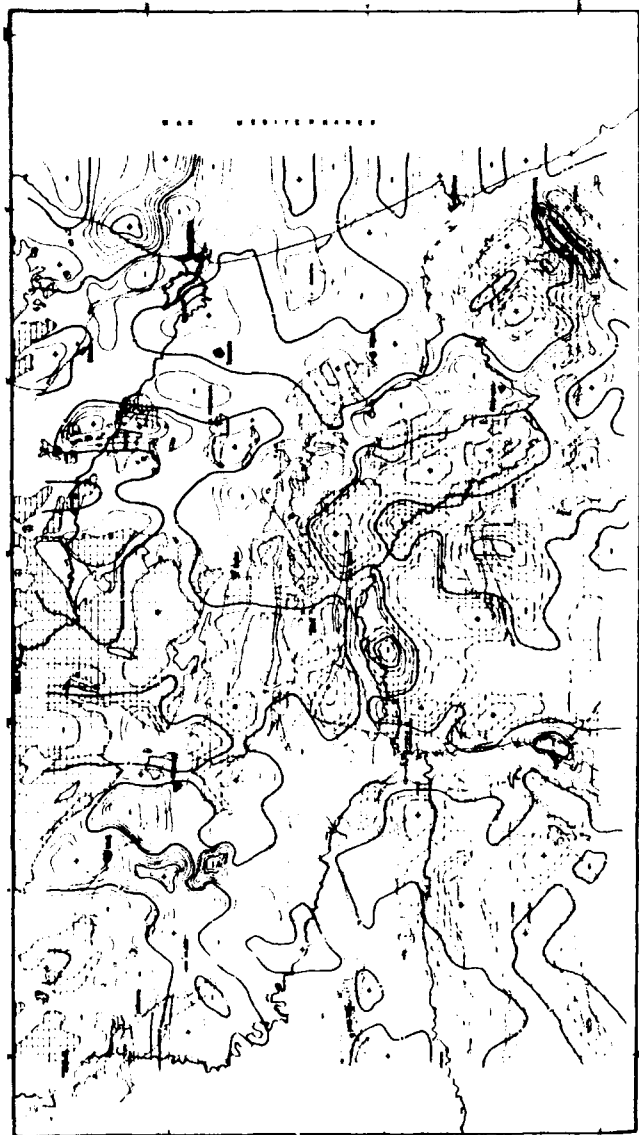
MAPA DE ANOMALIAS RESIDUALES DE BOUGUER

1:500,000
1960

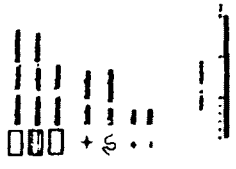
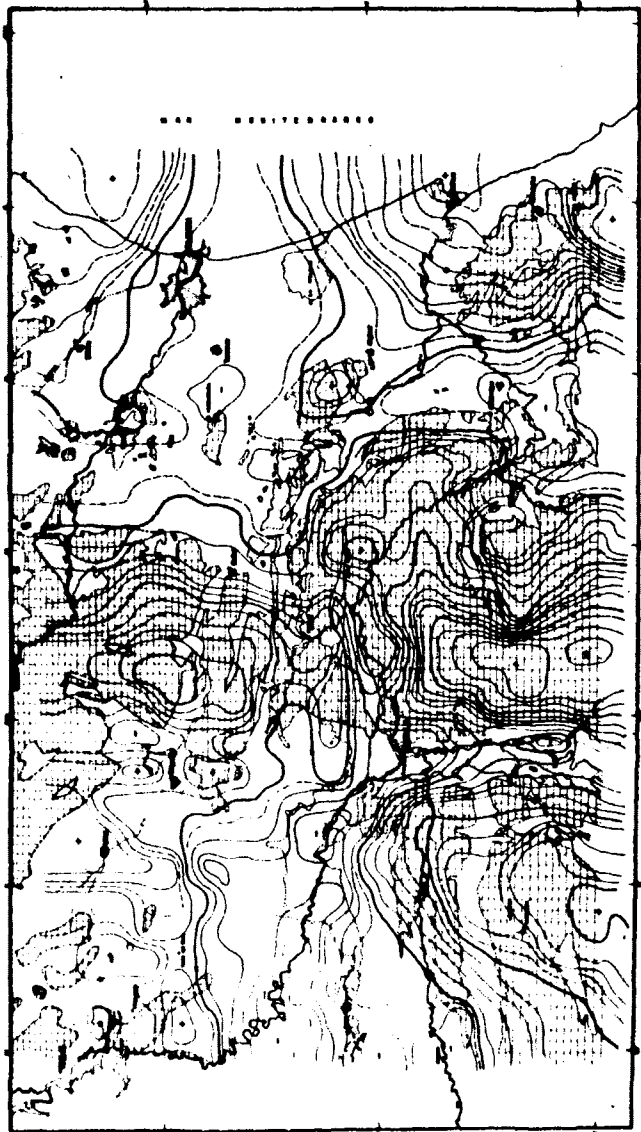


MAPA DE GRADIENTES

1:50,000

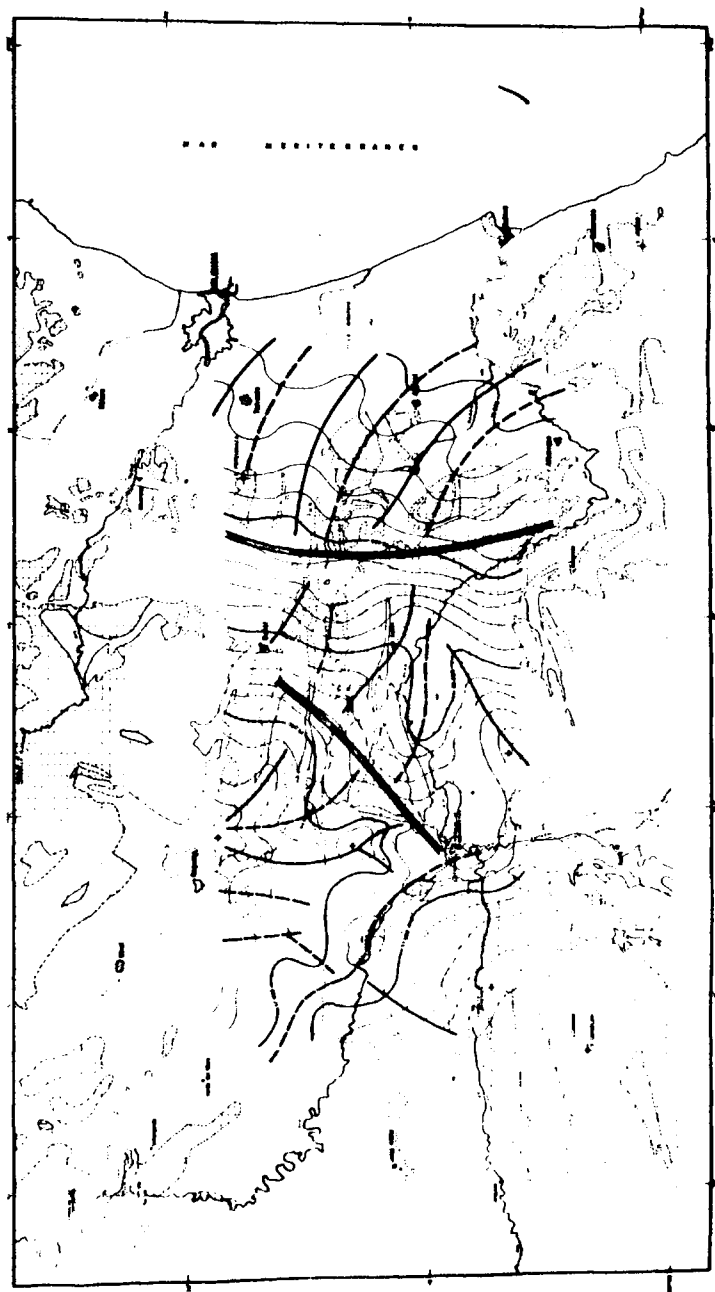


MAPA DE ANOMALIAS DE AIRE-LIBRE



MAPA MAGNETICO DE TENDENCIAS REGIONALES

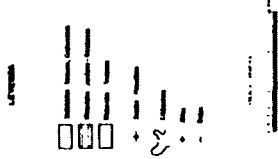
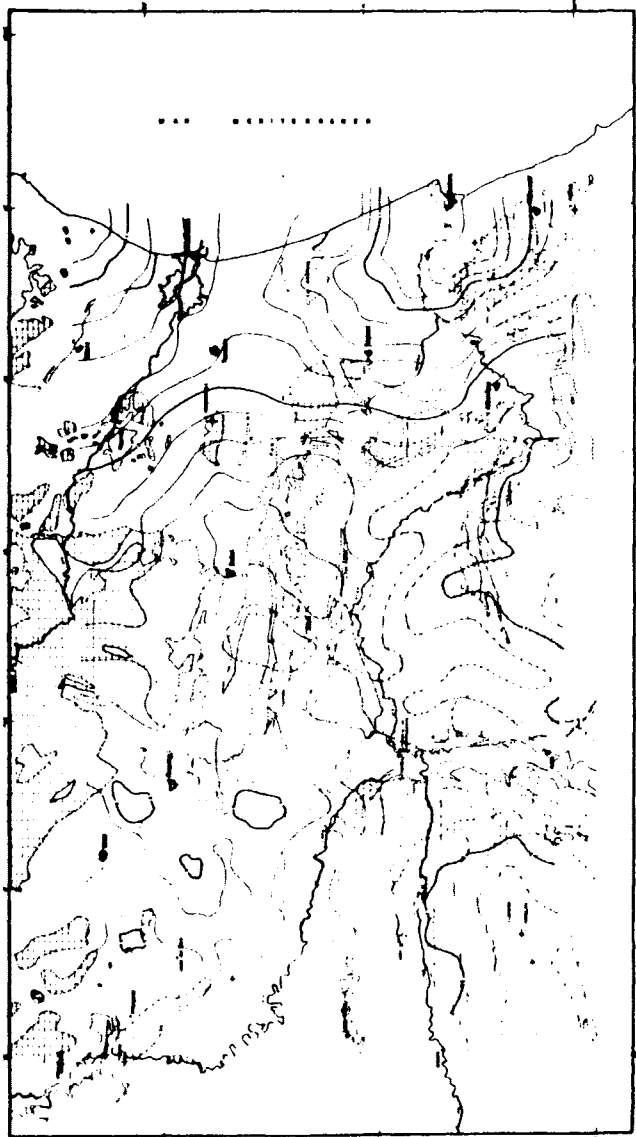
ESCALA 1:500,000



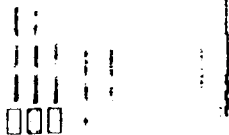
LEYENDA



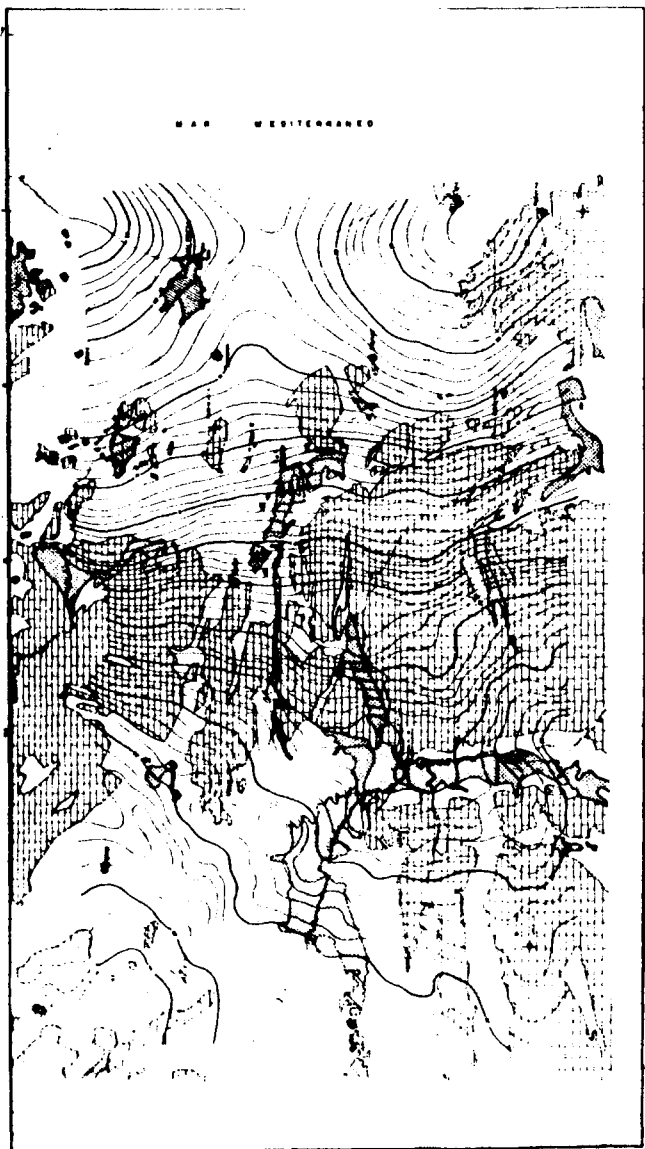
MAPA DE MONTAÑAS AL TECHO DEL BASAMENTO
PARA TIEMPOS ALFOS



LEYENDA



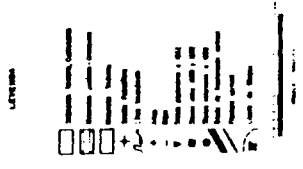
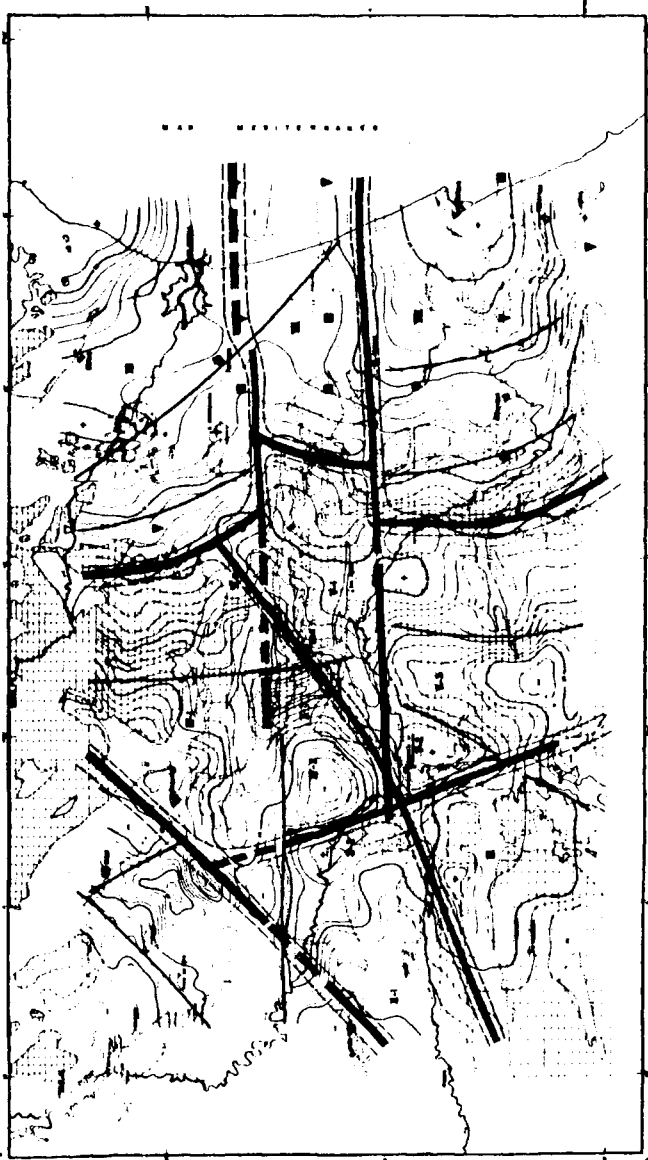
MAR MEDITERRANEO



MAPA DE ANISOMALIAS ISOTERMICAS
PARA CIRCUNFERENCIA MEDIA DE 30° N.

1950

MAPA RESIDUAL DE ANOMALIAS ISOSTATICAS



BIBLIOTECA